# I CAMBIAMENTI CLIMATICI

## IL BILANCIO RADIATIVO TERRESTRE E I FONDAMENTI TERMODINAMICI DEL SISTEMA CLIMATICO

La comprensione del clima terrestre inizia necessariamente dall'analisi del bilancio energetico del pianeta. Il sistema climatico, nella sua essenza più fondamentale, può essere descritto come un sistema termodinamico aperto che riceve energia dall'esterno attraverso la radiazione solare e la dissipa nello spazio cosmico sotto forma di radiazione infrarossa. L'equilibrio dinamico tra questi flussi energetici in ingresso e in uscita determina la temperatura media del pianeta e, di conseguenza, tutte le caratteristiche del suo clima.

### Il flusso energetico solare e la geometria planetaria

Il Sole, stella di sequenza principale con una temperatura superficiale effettiva di circa 5778 kelvin, emette radiazione elettromagnetica che attraversa lo spazio interplanetario raggiungendo la Terra. Al limite superiore dell'atmosfera terrestre, perpendicolarmente alla direzione dei raggi solari, questa radiazione ha un'intensità nota come costante solare, il cui valore è stato determinato con grande precisione dalle misurazioni satellitari come:

$S_0 = 1361 \pm 0{,}5\ W/m^2$

Questo valore, pur essendo denominato "costante", presenta in realtà piccole variazioni legate al ciclo undecennale dell'attività solare, con oscillazioni dell'ordine di uno o due watt per metro quadrato, ma per i nostri scopi può essere considerato sostanzialmente stabile su scale temporali climatiche.

La geometria sferica del nostro pianeta introduce immediatamente un fattore cruciale nel bilancio energetico. Mentre la radiazione solare incide sulla sezione trasversale della Terra, che presenta un'area pari a $\pi R^2$, dove R rappresenta il raggio terrestre di circa 6371 chilometri, l'energia assorbita deve essere poi distribuita su tutta la superficie del globo, che ammonta a $4\pi R^2$. Questo rapporto geometrico introduce un fattore 1/4 nella potenza radiativa media per unità di superficie:

Rapporto geometrico = $\pi R^2/(4\pi R^2) = 1/4$

Inoltre, non tutta la radiazione incidente viene assorbita dal sistema Terra-atmosfera: una frazione significativa, quantificata dall'albedo planetario, viene riflessa direttamente nello spazio senza contribuire al riscaldamento del pianeta. L'albedo planetario, indicato convenzionalmente con la lettera greca $\alpha$, rappresenta la frazione di radiazione solare riflessa e ha un valore medio globale di circa 0,30, ovvero il trenta per cento della radiazione incidente viene riflessa.

Questo valore aggregato risulta dalla combinazione di diverse superfici con albedo molto differenti. Le nuvole, che coprono mediamente circa il sessanta per cento della superficie terrestre in un dato momento, possono riflettere dal quaranta all'ottanta per cento della radiazione incidente a seconda del loro spessore ottico e della loro composizione microfisica. La neve fresca ha un albedo che può superare 0,90, il che significa che riflette oltre il novanta per cento della radiazione solare incidente, rendendo le regioni innevate estremamente efficaci nel respingere l'energia solare. Gli oceani, al contrario, presentano valori molto bassi intorno a 0,06, assorbendo quindi circa il novantaquattro per cento della radiazione incidente quando il Sole è alto sull'orizzonte, mentre le terre emerse variano tipicamente tra 0,10 e 0,40 a seconda della copertura vegetale e del tipo di suolo.

Combinando questi fattori geometrici e radiativi, possiamo calcolare la potenza radiativa media assorbita per unità di superficie del pianeta. La formula che esprime questa quantità fondamentale è:

$$P_in = (S_0/4) \times (1 - \alpha)$$

Sostituendo i valori numerici precedentemente indicati:

$$P_in = (1361/4) \times (1 - 0{,}30) = 340{,}25 \times 0{,}70 = 238{,}175 \text{ W/m}^2$$

Questo valore di 238,175 watt per metro quadrato rappresenta la potenza media assorbita dal sistema Terra-atmosfera e costituisce il termine di ingresso nel bilancio energetico globale. È importante sottolineare che questo è un valore medio sia temporale che spaziale: la radiazione solare effettivamente ricevuta varia enormemente con la latitudine, la stagione, l'ora del giorno e le condizioni atmosferiche locali, ma quando integrata su tutta la superficie del pianeta e su intervalli temporali sufficientemente lunghi, converge a questo valore medio ben definito.

## La temperatura di equilibrio radiativo in assenza di atmosfera

Per comprendere appieno il ruolo dell'atmosfera nel determinare la temperatura superficiale del pianeta, è istruttivo considerare inizialmente il caso idealizzato di una Terra priva di atmosfera. In tale configurazione, l'unico meccanismo di perdita energetica sarebbe l'emissione diretta di radiazione infrarossa dalla superficie secondo la legge di Stefan-Boltzmann per un corpo nero.

La legge di Stefan-Boltzmann, uno dei risultati fondamentali della termodinamica della radiazione, stabilisce che la potenza radiativa emessa per unità di superficie da un corpo nero è proporzionale alla quarta potenza della sua temperatura assoluta. Matematicamente, questa relazione si esprime come:

$$P_out = \sigma T^4$$

dove $\sigma$ rappresenta la costante di Stefan-Boltzmann, il cui valore è stato determinato con estrema precisione come $\sigma = 5{,}670374419 \times 10^{-8}$ W/(m²·K⁴), e T è la temperatura assoluta espressa in kelvin.

Questa legge, derivata originariamente da considerazioni termodinamiche e successivamente confermata dalla teoria quantistica della radiazione, ha profonde implicazioni per il bilancio energetico planetario. La dipendenza dalla quarta potenza della temperatura significa che piccole variazioni di temperatura producono variazioni molto più ampie nella potenza emessa: se la temperatura raddoppia, la potenza emessa aumenta di un fattore sedici.

All'equilibrio termodinamico, la potenza radiativa assorbita deve uguagliare la potenza radiativa emessa, altrimenti si avrebbe un accumulo o una perdita netta di energia che porterebbe a variazioni continue di temperatura. Imponendo questa condizione di equilibrio:

$P_{in} = P_{out}$

$238{,}175 = \sigma T_{eq}^4$

Risolvendo per la temperatura di equilibrio $T_{eq}$:

$T_{eq}^4 = 238{,}175 / (5{,}670374419 \times 10^{-8})$

Eseguendo il calcolo numerico:

$T_{eq}^4 = 238{,}175 / (5{,}670374419 \times 10^{-8}) = 4{,}200 \times 10^9\ K^4$

Estraendo la radice quarta:

$T_{eq} = (4{,}200 \times 10^9)^{(1/4)} = 254{,}86\ K$

Convertendo questa temperatura dalla scala kelvin alla scala celsius più familiare, utilizzando la relazione $T(°C) = T(K) - 273{,}15$:

$T_{eq} = 254{,}86 - 273{,}15 = -18{,}29\ °C$

Questo risultato è di fondamentale importanza: una Terra priva di atmosfera, con l'albedo attuale, avrebbe una temperatura media superficiale di circa meno diciotto gradi celsius. Questa temperatura è significativamente inferiore alla temperatura media superficiale effettivamente osservata della Terra, che si aggira intorno ai quindici gradi celsius, corrispondenti a circa 288 kelvin. La differenza tra questi due valori, approssimativamente 33 gradi celsius, rappresenta l'effetto serra naturale dell'atmosfera terrestre, un fenomeno fisico di cruciale importanza per la vita sul nostro pianeta.

È interessante notare che questo calcolo presuppone che la Terra si comporti come un corpo nero perfetto nell'infrarosso, ovvero che abbia un'emissività unitaria. In realtà, l'emissività della superficie terrestre nell'infrarosso termico è molto prossima all'unità (tipicamente tra 0,95 e 0,99 per la maggior parte delle superfici naturali), quindi questa approssimazione è eccellente. Se volessimo includere un fattore di emissività $\varepsilon < 1$, la formula si modificherebbe in $P_{out} = \varepsilon\sigma T^4$, ma l'effetto sarebbe minimo dato il valore molto prossimo a uno dell'emissività terrestre.

## Il fenomeno dell'effetto serra: meccanismi fisici della trasparenza selettiva

La temperatura media superficiale osservata della Terra, come accennato, è $T_{obs} \approx 288$ K (15 °C), significativamente superiore ai 255 K (-18 °C) teorici calcolati per un pianeta senza atmosfera. Questa differenza di circa trentatré gradi celsius non è una piccola anomalia statistica, ma rappresenta una delle caratteristiche fondamentali del nostro sistema climatico, ed è interamente attribuibile all'effetto serra atmosferico.

Il meccanismo fisico dell'effetto serra si basa su una proprietà fondamentale dell'atmosfera terrestre: la sua trasparenza selettiva alla radiazione elettromagnetica in funzione della lunghezza d'onda. L'atmosfera risulta relativamente trasparente alla radiazione solare a onda corta, con lunghezze d'onda comprese tipicamente tra 0,3 e 3 micrometri, permettendo a gran parte di essa di raggiungere la superficie. Viceversa, l'atmosfera assorbe efficacemente la radiazione infrarossa a onda lunga, con lunghezze d'onda comprese tipicamente tra 4 e 100 micrometri, che viene emessa dalla superficie terrestre riscaldata.

Questa differenza di comportamento trova la sua spiegazione nella legge di spostamento di Wien, che mette in relazione la temperatura di un corpo nero con la lunghezza d'onda alla quale si verifica il massimo dell'emissione spettrale. La legge di Wien si esprime matematicamente come:

$\lambda_{max} = b/T$

dove b rappresenta la costante di Wien, il cui valore è $b = 2{,}897771955 \times 10^{-3}$ m·K, e T è la temperatura assoluta del corpo emittente.

Applicando questa formula al Sole, con la sua temperatura superficiale effettiva di circa 5778 kelvin:

$\lambda_{max,Sole} = (2{,}897771955 \times 10^{-3}) / 5778 = 5{,}01 \times 10^{-7}$ m = 0,501 μm

Questo valore cade nella regione del visibile dello spettro elettromagnetico, precisamente nella zona verde-gialla, il che spiega perché il Sole ci appare bianco-giallastro (il bianco essendo la combinazione di tutte le lunghezze d'onda visibili con un picco nel verde-giallo). La distribuzione spettrale dell'energia solare si concentra principalmente nell'intervallo 0,3-3 μm, con il visibile (0,4-0,7 μm) che rappresenta circa il quarantaquattro per cento dell'energia totale, l'infrarosso vicino (0,7-3 μm) circa il quarantanove per cento, e l'ultravioletto (0,1-0,4 μm) circa il sette per cento.

Applicando ora la stessa formula alla Terra, con la sua temperatura superficiale media di circa 288 kelvin:

$\lambda_{max,Terra} = (2{,}897771955 \times 10^{-3}) / 288 = 1{,}006 \times 10^{-5}$ m = 10,06 μm

Questo valore cade nella regione dell'infrarosso termico, ben oltre il limite della visibilità per l'occhio umano. La distribuzione spettrale della radiazione terrestre si concentra principalmente nell'intervallo 4-100 μm, con un massimo intorno ai dieci micrometri.

La separazione spettrale tra radiazione solare incidente (principalmente visibile e infrarosso vicino) e radiazione terrestre emessa (infrarosso termico) è dunque sostanziale, con una sovrapposizione minima. Questa separazione è cruciale perché i gas atmosferici mostrano proprietà di assorbimento molto diverse in queste due regioni spettrali.

I principali costituenti dell'atmosfera, azoto molecolare ($N_2$, circa settantotto per cento del volume) e ossigeno molecolare ($O_2$, circa ventuno per cento), sono molecole biatomiche omonucleari che, per ragioni di simmetria quantomeccanica, non possiedono momento di dipolo elettrico permanente né indotto dalle vibrazioni molecolari. Conseguentemente, queste molecole sono trasparenti sia alla radiazione visibile sia alla radiazione infrarossa termica, non contribuendo significativamente né all'assorbimento della radiazione solare né all'effetto serra.

I gas serra, al contrario, sono molecole che possiedono momento di dipolo elettrico, sia permanente (come nel caso dell'acqua $H_2O$) sia indotto dalle vibrazioni molecolari (come nel caso dell'anidride carbonica $CO_2$, che pur essendo lineare e simmetrica ha modi vibrazi

# Gas Serra e Forcing Radiativo

## Spettroscopia molecolare e proprietà radiative dei gas serra

onali asimmetrici che conferiscono momento di dipolo transitorio). Queste molecole possono assorbire e riemettere radiazione infrarossa attraverso transizioni quantiche vibrazionali e rotazionali, rendendo l'atmosfera opaca a specifiche lunghezze d'onda nell'infrarosso termico.

La meccanica quantistica della radiazione molecolare stabilisce che una molecola può assorbire un fotone solo se l'energia del fotone corrisponde esattamente alla differenza energetica tra due livelli quantici della molecola. Per le transizioni vibrazionali-rotazionali tipiche delle molecole atmosferiche, queste differenze energetiche corrispondono a fotoni nell'infrarosso:

$E_fotone = h\nu = hc/\lambda = \Delta E_molecola$

dove $h = 6{,}62607015 \times 10^{-34}$ J·s è la costante di Planck, $\nu$ è la frequenza della radiazione, $c = 2{,}99792458 \times 10^{8}$ m/s è la velocità della luce, e $\lambda$ è la lunghezza d'onda.

Per una tipica transizione vibrazionale nell'infrarosso a $\lambda = 15$ μm (corrispondente a una banda di assorbimento importante della $CO_2$):

$E = (6{,}62607015 \times 10^{-34} \times 2{,}99792458 \times 10^{8}) / (15 \times 10^{-6})$ $E = 1{,}32 \times 10^{-20}$ J $= 0{,}083$ eV

Le molecole di gas serra presentano bande di assorbimento caratteristiche corrispondenti ai loro modi vibrazionali attivi nell'infrarosso.

## Vapor d'acqua: il gas serra più abbondante

Il vapor d'acqua ($H_2O$) è il gas serra naturale più importante nell'atmosfera terrestre, contribuendo approssimativamente al sessanta per cento dell'effetto serra naturale. La molecola

di acqua, con la sua geometria piegata e il forte momento di dipolo permanente ($\mu$ = 1,85 debye = $6{,}17 \times 10^{-30}$ C·m), presenta numerose bande di assorbimento nell'infrarosso.

La concentrazione troposferica media di vapor d'acqua è altamente variabile, dipendendo fortemente dalla temperatura secondo la relazione di Clausius-Clapeyron che deriveremo in dettaglio più avanti. A livello del mare e a temperature medie, la concentrazione si aggira intorno allo 0,4 per cento in volume, ma può variare da valori prossimi allo zero nelle regioni artiche in inverno fino al quattro per cento nelle regioni tropicali umide.

Le principali bande di assorbimento del vapor d'acqua si trovano a:

- 6,3 $\mu$m (modo di flessione $\nu_2$)
- 2,7 $\mu$m (modo di stiramento simmetrico $\nu_1$)
- Regione 12-30 $\mu$m (rotazioni pure e combinazioni)

La banda intorno a 6,3 $\mu$m è particolarmente importante perché si trova vicino al massimo di emissione terrest

re secondo Wien. Il vapor d'acqua assorbe anche efficacemente nella regione oltre i 20 $\mu$m, contribuendo a chiudere la "finestra atmosferica" tra le bande di assorbimento di altri gas.

Il tempo di residenza atmosferico del vapor d'acqua è estremamente breve, circa nove giorni, determinato dai processi di evaporazione e precipitazione. Questo significa che il vapor d'acqua si adatta rapidamente alle variazioni di temperatura, fungendo principalmente come meccanismo di feedback piuttosto che come forzante primario dei cambiamenti climatici.

## Anidride carbonica: il principale forzante antropogenico

L'anidride carbonica ($CO_2$), sebbene presente in concentrazioni molto inferiori rispetto al vapor d'acqua, è il gas serra non condensabile più importante e il principale driver dei cambiamenti climatici antropogenici. La molecola di $CO_2$ è lineare e simmetrica (O=C=O), quindi non possiede momento di dipolo permanente. Tuttavia, i suoi modi vibrazionali asimmetrici creano un momento di dipolo transitorio che permette l'assorbimento infrarosso.

La concentrazione pre-industriale di $CO_2$, determinata con alta precisione attraverso l'analisi delle bolle d'aria intrappolate nelle carote di ghiaccio, era $C_0$ = 278 ppm (parti per milione in volume) nel 1750, all'inizio della rivoluzione industriale. La concentrazione attuale (2023), misurata continuamente dalla rete globale di stazioni di monitoraggio con massima precisione da quella di Mauna Loa, Hawaii, è C = 419,3 ppm.

L'incremento relativo rispetto all'era pre-industriale è quindi:

$\Delta C/C_0 = (419{,}3 - 278)/278 = 141{,}3/278 = 0{,}508 = 50{,}8\%$

Questo incremento del cinquanta per cento rappresenta una perturbazione senza precedenti del ciclo del carbonio su scale temporali geologiche recenti.

Le principali bande di assorbimento della $CO_2$ sono:

- 15 μm (modo di flessione asimmetrico $\nu_2$): la banda più importante per l'effetto serra
- 4,3 μm (modo di stiramento asimmetrico $\nu_3$): meno rilevante perché fuori dal picco di emissione terrestre
- 2,7 μm (armonico): contributo minore

La banda a 15 μm è cruciale perché si trova molto vicino al massimo della distribuzione di Planck per la temperatura terrestre (10,06 μm secondo Wien), quindi intercetta una frazione sostanziale della radiazione emessa dalla superficie.

Il tempo di residenza atmosferico della $CO_2$ è complesso da definire perché il carbonio cicla attraverso molteplici reservoir (atmosfera, oceano superficiale, biosfera terrestre, oceano profondo) con scale temporali molto diverse. Una perturbazione pulsata di $CO_2$ viene inizialmente rimossa dall'atmosfera con scala temporale di decenni (assorbimento da oceano e biosfera), ma una frazione significativa (circa il venti per cento) persiste per millenni. Il tempo di aggiustamento efficace è tipicamente quantificato intorno ai 300-1000 anni.

## Metano: potente gas serra a vita breve

Il metano ($CH_4$) è una molecola tetraedrica con momento di dipolo indotto dalle vibrazioni. Nonostante la sua concentrazione atmosferica sia molto inferiore a quella della $CO_2$ (dell'ordine dei ppb, parti per miliardo, invece che ppm), il $CH_4$ è un gas serra molto potente.

La concentrazione pre-industriale era $C_0(CH_4) = 722$ ppb, mentre la concentrazione attuale (2023) è $C(CH_4) = 1923$ ppb, rappresentando un incremento del centosessantasei per cento:

$\Delta C(CH_4)/C_0(CH_4) = (1923 - 722)/722 = 1201/722 = 1,66 = 166\%$

La principale banda di assorbimento del metano si trova a 7,6 μm, in una regione dello spettro dove altri gas serra assorbono meno efficacemente, conferendo al $CH_4$ un'efficacia radiativa particolarmente elevata.

Il Global Warming Potential (GWP) quantifica l'efficacia radiativa integrata di un gas serra rispetto alla $CO_2$ su un dato orizzonte temporale. Per il metano, su un orizzonte di cento anni ($GWP_{100}$), il valore è:

$GWP_{100}(CH_4) = 28\text{-}34$

Questo significa che un chilogrammo di $CH_4$ emesso in atmosfera ha un effetto radiativo integrato su cent'anni equivalente a 28-34 chilogrammi di $CO_2$. Su orizzonti temporali più brevi (venti anni), il GWP del metano è ancora maggiore (circa 84-86) a causa del suo tempo di residenza relativamente breve di circa dodici anni, determinato principalmente dall'ossidazione da parte del radicale ossidrile (OH) nella troposfera:

$CH_4 + OH \rightarrow CH_3 + H_2O$ $CH_3 + O_2 + M \rightarrow CH_3O_2 + M$ [reazioni successive che portano a $CO_2$ e $H_2O$]

## Protossido di azoto e altri gas serra

Il protossido di azoto ($N_2O$), molecola lineare asimmetrica (N=N=O), presenta bande di assorbimento a 7,8 μm e 17 μm. La concentrazione pre-industriale era 270 ppb, quella attuale (2023) è 336 ppb, con un incremento del ventiquattro per cento. Il $GWP_{100}$ del $N_2O$ è molto elevato, 265-298, e il suo tempo di residenza estremamente lungo (121 anni) lo rende particolarmente preoccupante come gas serra.

L'ozono troposferico ($O_3$), sebbene a concentrazioni variabili e generalmente considerato un inquinante secondario, contribuisce all'effetto serra con la sua banda di assorbimento a 9,6 μm.

I gas fluorurati antropogenici (HFC, PFC, $SF_6$) hanno concentrazioni in parti per trilione o parti per miliardo, ma GWP estremamente elevati. L'esafluoruro di zolfo ($SF_6$), ad esempio, ha un $GWP_{100}$ = 23500 e un tempo di residenza di 3200 anni, rendendolo il gas serra più potente conosciuto su base molecolare.

## Il forcing radiativo: quantificazione della perturbazione energetica

Il forcing radiativo (RF) è definito come la variazione del bilancio energetico radiativo netto al tropopausa, misurato in $W/m^2$, dopo aver permesso alle temperature stratosferiche di raggiustare l'equilibrio radiativo stratificato, ma mantenendo fisse temperatura e composizione troposferiche e superficiali. Questa definizione, apparentemente tecnica, è necessaria per isolare l'effetto diretto di una perturbazione del sistema climatico.

Matematicamente, il forcing radiativo si esprime come:

$\Delta F = F_{perturbato} - F_{imperturbato}$

dove F rappresenta il flusso radiativo netto (discendente meno ascendente) al tropopausa.

Per la $CO_2$, la relazione tra concentrazione e forcing radiativo è stata derivata empiricamente da calcoli dettagliati di trasferimento radiativo e può essere approssimata eccellentemente dalla formula logaritmica:

$\Delta F_{CO_2} = \alpha \ln(C/C_0)$

dove $\alpha$ = 5,35 $W/m^2$ è il coefficiente radiativo determinato dalle proprietà spettroscopiche della $CO_2$ e dalla struttura termica dell'atmosfera, C è la concentrazione attuale e $C_0$ è la concentrazione di riferimento (tipicamente quella pre-industriale).

La forma logaritmica di questa relazione deriva dalla saturazione parziale delle bande di assorbimento: a basse concentrazioni, un incremento di $CO_2$ aumenta linearmente l'assorbimento, ma alle concentrazioni attuali e superiori, le regioni centrali delle bande sono già quasi completamente opache, e l'effetto radiativo addizionale deriva principalmente dall'allargamento delle "ali" delle bande di assorbimento, che dipende logaritmicamente dalla concentrazione.

Applicando la formula con i valori attuali:

$\Delta F_CO_2 = 5{,}35 \times \ln(419{,}3/278)$ $\Delta F_CO_2 = 5{,}35 \times \ln(1{,}508)$ $\Delta F_CO_2 = 5{,}35 \times 0{,}4106$ $\Delta F_CO_2 = 2{,}20$ W/m²

Questo valore di 2,20 W/m² rappresenta la perturbazione radiativa netta causata dall'aumento della $CO_2$ atmosferica dall'era pre-industriale a oggi.

Il forcing radiativo totale antropogenico al 2019, secondo le valutazioni dell'IPCC AR6, include contributi da tutti i gas serra, aerosol e altri agenti:

$\Delta F_totale = \Delta F_CO_2 + \Delta F_CH_4 + \Delta F_N_2O + \Delta F_alogeni + \Delta F_O_3 + \Delta F_H_2O(strat) + \Delta F_aerosol + \Delta F_albedo + \Delta F_contrails$

I valori numerici (in W/m²) con le rispettive incertezze sono:

$\Delta F_CO_2 = +2{,}16$ [1,90 a 2,43] $\Delta F_CH_4 = +0{,}54$ [0,43 a 0,65] $\Delta F_N_2O = +0{,}21$ [0,18 a 0,24] $\Delta F_alogeni = +0{,}41$ [0,35 a 0,47] $\Delta F_O_3(troposfera) = +0{,}47$ [0,24 a 0,71] $\Delta F_O_3(stratosfera) = -0{,}05$ [-0,10 a 0,00] $\Delta F_H_2O(stratosfera) = +0{,}05$ [0,02 a 0,08] $\Delta F_aerosol(diretto) = -0{,}22$ [-0,47 a 0,04] $\Delta F_aerosol\text{-}nubi = -0{,}84$ [-1,45 a -0,25] $\Delta F_albedo = -0{,}20$ [-0,30 a -0,10] $\Delta F_contrails = +0{,}06$ [0,02 a 0,10]

Sommando tutti i contributi:

$\Delta F_totale,2019 = +2{,}72$ [1,96 a 3,48] W/m²

Gli aerosol forniscono un forcing negativo (raffreddamento) significativo, parzialmente compensando il forcing positivo dei gas serra. Questo mascheramento temporaneo dell'effetto serra da parte degli aerosol (che hanno tempi di residenza atmosferici di giorni o settimane) implica che, se le emissioni di aerosol venissero improvvisamente eliminate, si osserverebbe un riscaldamento addizionale rapido.

## La sensibilità climatica: dal forcing alla temperatura

Il forcing radiativo rappresenta una perturbazione del bilancio energetico, ma come si traduce questa perturbazione in un cambiamento di temperatura? La sensibilità climatica all'equilibrio (ECS, Equilibrium Climate Sensitivity) quantifica questa relazione fondamentale ed è definita come la variazione di temperatura superficiale globale media conseguente a un raddoppio della concentrazione di $CO_2$ atmosferica, una volta che il sistema ha raggiunto il nuovo equilibrio termodinamico.

Il parametro di feedback climatico $\lambda$ mette in relazione il forcing con la variazione di temperatura:

$\lambda = \Delta T/\Delta F$

dove $\Delta T$ è la variazione di temperatura all'equilibrio e $\Delta F$ è il forcing radiativo.

Per un raddoppio della $CO_2$ da 278 ppm a 556 ppm:

$\Delta F_2 \times CO_2 = 5{,}35 \times \ln(556/278) = 5{,}35 \times \ln(2) = 5{,}35 \times 0{,}6931 = 3{,}71\ W/m^2$

La stima IPCC AR6 della sensibilità climatica all'equilibrio, basata su molteplici linee di evidenza (modelli climatici, osservazioni paleoclimatiche, vincoli osservativi moderni), è:

ECS = 3,0 °C [range probabile: 2,5-4,0 °C; range molto probabile: 2,0-5,0 °C]

Questo implica un parametro di feedback:

$\lambda = 3{,}0/3{,}71 = 0{,}809\ °C/(W/m^2)$

Il valore di ECS maggiore di uno (che sarebbe la risposta senza feedback, derivabile dalla legge di Stefan-Boltzmann differenziata) indica che i feedback positivi del sistema climatico amplificano la risposta diretta al forcing radiativo.

Per comprendere questo punto, consideriamo la risposta senza feedback. Differenziando la legge di Stefan-Boltzmann $P = \sigma T^4$:

$dP = 4\sigma T^3\, dT$

Quindi:

$dT/dP = 1/(4\sigma T^3)$

Con T ≈ 288 K:

$dT/dP = 1/(4 \times 5{,}670 \times 10^{-8} \times 288^3) = 1/(4 \times 5{,}670 \times 10^{-8} \times 2{,}389 \times 10^7)$ $dT/dP = 1/5{,}42 = 0{,}185\ °C/(W/m^2)$

Questo valore di 0,185 °C/(W/m²) rappresenterebbe la risposta senza feedback. Il fatto che la sensibilità climatica osservata sia λ ≈ 0,809 °C/(W/m²) indica un'amplificazione di circa:

Amplificazione = 0,809/0,185 = 4,37

ovvero i feedback amplificano la risposta diretta di un fattore superiore a quattro.

## Il Forcing da Aerosol: Composizione, Meccanismi e l'Effetto di Mascheramento

Accanto ai gas serra ben mescolati discussi nelle sezioni precedenti, il bilancio radiativo del pianeta è perturbato in modo significativo dagli aerosol atmosferici, particelle solide o liquide sospese nell'aria di origine sia naturale sia antropogenica, tra cui i solfati derivati dall'ossidazione dell'anidride solforosa emessa dalla combustione di combustibili fossili ricchi di zolfo, il carbonio nero (black carbon) prodotto dalla combustione incompleta di biomassa e combustibili fossili, i nitrati e il carbonio organico. A differenza dei gas serra, la cui distribuzione atmosferica è pressoché uniforme su scale temporali di anni per via dei lunghi tempi di residenza, gli aerosol

presentano tempi di permanenza atmosferica dell'ordine di giorni o settimane, il che ne determina una distribuzione fortemente eterogenea nello spazio, concentrata nelle regioni industrializzate e nelle aree di combustione di biomassa.
Gli aerosol esercitano un effetto radiativo diretto, attraverso la dispersione e l'assorbimento della radiazione solare incidente, il cui segno dipende dalla composizione chimica della particella: i solfati, prevalentemente dispersivi, producono un forcing negativo raffreddando il sistema, mentre il carbonio nero, fortemente assorbente, produce un forcing positivo localmente comparabile per intensità a quello della $CO_2$. A questo si aggiunge l'effetto indiretto, mediato dall'interazione tra aerosol e nuvole: un maggior numero di nuclei di condensazione produce, a parità di contenuto d'acqua liquida, un maggior numero di gocce di dimensione inferiore, il che aumenta l'albedo delle nubi, un meccanismo noto come effetto Twomey, e ne prolunga potenzialmente il tempo di vita riducendo l'efficienza della precipitazione. La valutazione IPCC AR6 stima il forcing efficace aggregato da aerosol, sommando l'effetto diretto e quello mediato dalle nuvole, in un intervallo compreso tra -1,6 e -0,6 $W/m^2$, con una stima centrale attorno a -1,1 $W/m^2$, un valore che maschera una frazione sostanziale del forcing positivo cumulato dai gas serra e che costituisce, per la sua ampia incertezza, uno dei principali contributori all'incertezza complessiva sulla sensibilità climatica derivata dal bilancio energetico storico: poiché il riscaldamento osservato riflette il forcing netto, un mascheramento da aerosol più forte di quanto stimato implicherebbe una sensibilità climatica intrinseca ai gas serra più elevata di quanto suggerito dal solo riscaldamento storico, e viceversa.

## Forcing Vulcanico, Ozono e Cambiamento d'Uso del Suolo: i Forzanti Minori ma non Trascurabili

Le eruzioni vulcaniche esplosive che iniettano anidride solforosa nella stratosfera, dove viene ossidata in aerosol solfatico con un tempo di residenza di uno o due anni, ben superiore a quello dell'aerosol troposferico, producono episodi di raffreddamento globale transitorio ben documentati nella serie strumentale: l'eruzione del Pinatubo del 1991 ha prodotto un forcing di picco stimato attorno a -3 $W/m^2$ e un raffreddamento della temperatura media globale di circa 0,4-0,5°C nell'anno successivo, con un decadimento approssimativamente esponenziale su una scala temporale di due o tre anni coerente con i tempi di rimozione dell'aerosol stratosferico per sedimentazione gravitazionale. Il forcing vulcanico, per la sua natura impulsiva e non sistematica, introduce una componente di variabilità che deve essere esplicitamente rimossa o modellata nelle analisi di attribuzione del trend di lungo periodo discusse in altra parte di questo trattato, e costituisce al contempo un vincolo osservativo indipendente sulla sensibilità climatica transitoria del sistema, poiché la risposta termica a un forcing negativo impulsivo di ampiezza nota permette una stima diretta della costante di tempo di risposta del sistema climatico.
L'ozono, a differenza degli altri gas serra discussi, non è emesso direttamente ma si forma fotochimicamente in atmosfera, ed esercita un forcing di segno opposto a seconda dello strato atmosferico interessato: nella troposfera, dove si forma per reazioni fotochimiche a partire da precursori quali ossidi di azoto, monossido di carbonio e composti organici volatili di origine antropogenica, l'aumento delle concentrazioni dall'epoca preindustriale produce un forcing positivo stimato attorno a +0,3-0,4 $W/m^2$; nella stratosfera, l'ozono ha invece subito una riduzione netta a causa della catalisi da parte dei composti alogenati di origine antropogenica, un fenomeno discusso diffusamente nella letteratura sul buco dell'ozono antartico, producendo un

forcing negativo la cui intensità si sta gradualmente attenuando in risposta alla riduzione delle emissioni di sostanze lesive dell'ozono stratosferico a seguito del Protocollo di Montreal. Un terzo forzante spesso trascurato nelle trattazioni introduttive è il cambiamento d'uso del suolo, in particolare la deforestazione su larga scala nelle medie latitudini: la sostituzione di foresta con superfici agricole aumenta tipicamente l'albedo superficiale, producendo un forcing radiativo globale netto negativo stimato attorno a -0,15 $W/m^2$, sebbene l'effetto locale sia complicato dalla contemporanea riduzione dell'evapotraspirazione, che tende a produrre un riscaldamento superficiale locale anche in presenza di un aumento dell'albedo, un'apparente contraddizione che riflette la distinzione, discussa nel capitolo dedicato al ciclo idrologico, tra gli effetti biogeofisici e quelli puramente radiativi del cambiamento di copertura del suolo.

# Meccanismi di Feedback e Dinamiche Non-lineari

## I meccanismi di feedback: amplificazione e regolazione della risposta climatica

Il sistema climatico è caratterizzato da numerosi meccanismi di feedback che amplificano o attenuano la risposta al forcing radiativo iniziale. Un feedback positivo amplifica la perturbazione iniziale, mentre un feedback negativo la attenua. La forza di un feedback è quantificata dal suo fattore di guadagno g, definito in modo tale che la risposta totale del sistema sia:

$$\Delta T_{totale} = \Delta T_{senza_feedback} \times 1/(1 - g)$$

dove $g < 1$ per stabilità del sistema. Se $g \to 1$, la risposta diverge (instabilità runaway).

Il guadagno totale del sistema è la somma dei guadagni dei singoli feedback:

$$g_{totale} = \Sigma_i g_i$$

## Il feedback del vapor d'acqua: termodinamica dell'umidità atmosferica

Il feedback del vapor d'acqua è il più importante feedback positivo del sistema climatico. Il riscaldamento aumenta la capacità di saturazione dell'atmosfera secondo la relazione termodinamica di Clausius-Clapeyron, che deriva dall'equilibrio tra le fasi liquida e vapore dell'acqua.

Consideriamo l'equilibrio termodinamico tra acqua liquida e vapor d'acqua. La condizione di equilibrio richiede l'uguaglianza dei potenziali chimici:

$$\mu_{liquido}(T,P) = \mu_{vapore}(T,P)$$

Differenziando questa condizione rispetto alla temperatura lungo la curva di coesistenza:

$$d\mu_{liquido} = d\mu_{vapore}$$

Utilizzando la relazione termodinamica fondamentale $d\mu = -S\,dT + V\,dP$, dove S è l'entropia molare e V il volume molare:

$-S_{liquido}\,dT + V_{liquido}\,dP = -S_{vapore}\,dT + V_{vapore}\,dP$

Riorganizzando:

$dP/dT = (S_{vapore} - S_{liquido})/(V_{vapore} - V_{liquido}) = \Delta S/\Delta V$

Per una transizione di fase, l'entropia di vaporizzazione è legata al calore latente dalla relazione $\Delta S = L_v/T$, dove $L_v$ è il calore latente molare di vaporizzazione. Quindi:

$dP/dT = L_v/(T\,\Delta V)$

Poiché il volume molare del vapore è molto maggiore di quello del liquido ($V_{vapore} >> V_{liquido}$), possiamo approssimare $\Delta V \approx V_{vapore}$. Assumendo che il vapore si comporti come un gas ideale:

$V_{vapore} = RT/P$

dove $R = 8{,}314$ J/(mol·K) è la costante universale dei gas. Sostituendo:

$dP/dT = (L_v\,P)/(RT^2)$

Questa è l'equazione di Clausius-Clapeyron nella sua forma differenziale. Possiamo riscriverla come:

$d \ln P / dT = L_v/(RT^2)$

oppure, equivalentemente:

$d \ln e_s / dT = L_v/(R_v\,T^2)$

dove $e_s$ è la pressione di vapor saturo e $R_v = R/M_{H_2O} = 461{,}5$ J/(kg·K) è la costante specifica dei gas per il vapor d'acqua ($M_{H_2O} = 0{,}018$ kg/mol è la massa molare dell'acqua).

Il calore latente di vaporizzazione dell'acqua a temperatura ambiente è $L_v \approx 2{,}5 \times 10^6$ J/kg. Per temperature vicine a 15 °C ($T \approx 288$ K):

$d \ln e_s / dT = (2{,}5 \times 10^6)/(461{,}5 \times 288^2) = (2{,}5 \times 10^6)/(3{,}83 \times 10^7) = 0{,}0653\ K^{-1}$

Questo significa che:

$(1/e_s)(de_s/dT) \approx 0{,}065\ K^{-1} \approx 6{,}5\%$ per °C

ovvero la pressione di vapor saturo aumenta approssimativamente del sei virgola cinque per cento per ogni grado celsius di riscaldamento. Spesso si cita il valore arrotondato del sette per cento per grado celsius.

L'umidità relativa RH è definita come:

RH = e/e_s(T)

dove e è la pressione parziale effettiva del vapor d'acqua. Le osservazioni indicano che, su scale globali e temporali climatiche, l'umidità relativa si mantiene approssimativamente costante durante il riscaldamento. Questo implica che la pressione parziale effettiva del vapore (e quindi la concentrazione di vapor d'acqua) aumenta proporzionalmente alla pressione di saturazione:

$$\Delta e/e \approx \Delta e_s/e_s \approx 0{,}07\ \Delta T$$

Per un riscaldamento di 3 °C (tipico di scenari di raddoppio della $CO_2$):

$$\Delta e/e \approx 0{,}07 \times 3 = 0{,}21 = 21\%$$

Un aumento del ventuno per cento della concentrazione di vapor d'acqua, il gas serra naturale più importante, amplifica significativamente l'effetto serra iniziale. Calcoli dettagliati di trasferimento radiativo mostrano che questo feedback amplifica il riscaldamento di un fattore compreso tra 1,5 e 2,0.

Il guadagno del feedback del vapor d'acqua è stimato in:

$$g_{H_2O} \approx 0{,}4\text{-}0{,}5$$

## Il feedback albedo-ghiaccio: dinamica della riflessività superficiale

La riduzione della copertura di ghiaccio e neve in risposta al riscaldamento diminuisce l'albedo superficiale, aumentando l'assorbimento di radiazione solare e amplificando ulteriormente il riscaldamento. Questo feedback positivo è particolarmente importante alle alte latitudini.

L'albedo di diverse superfici varia notevolmente:

α_neve fresca = 0,80-0,95 α_ghiaccio marino = 0,50-0,70 α_oceano = 0,06-0,10 α_foreste boreali = 0,10-0,20 α_tundra = 0,15-0,25

La variazione di forcing radiativo dovuta a un cambiamento di albedo Δα su una frazione f della superficie terrestre è:

$\Delta F_{albedo} = (S_0/4) \times f \times \Delta\alpha$

Ad esempio, se il ritiro del ghiaccio marino artico (che ha α ≈ 0,60) espone oceano aperto (α ≈ 0,08) su una superficie equivalente al due per cento della superficie terrestre (f = 0,02), con Δα = -0,52:

$\Delta F_{albedo} = (1361/4) \times 0{,}02 \times 0{,}52 = 340{,}25 \times 0{,}0104 = 3{,}54\ W/m^2$ (locale)

Distribuito globalmente:

$\Delta F_albedo,globale = 3,54 \times 0,02 = 0,071\ W/m^2$

Questo esempio semplificato illustra come cambiamenti regionali significativi nell'albedo possano produrre forcing radiativi globalmente rilevanti.

Il guadagno complessivo del feedback albedo-ghiaccio è stimato in:

$g_albedo \approx 0,1\text{-}0,15$

Il feedback è particolarmente forte nell'Artico, dove l'amplificazione artica (riscaldamento artico 2-4 volte maggiore della media globale) è in larga parte dovuta a questo meccanismo.

## Il feedback delle nuvole: il grande incognito

Le nuvole hanno effetti radiativi contrastanti che rendono il feedback nuvoloso il più incerto tra i principali feedback climatici. L'effetto albedo delle nuvole riflette radiazione solare (raffreddamento), mentre l'effetto serra delle nuvole intrappola radiazione infrarossa (riscaldamento):

Effetto albedo: $\Delta F_SW \approx -47,5\ W/m^2$ (globalmente) Effetto serra: $\Delta F_LW \approx +30\ W/m^2$ (globalmente) Effetto netto: $\Delta F_netto \approx -17,5\ W/m^2$ (raffreddamento)

Il segno e l'intensità del feedback nuvoloso dipendono da come queste due componenti cambiano con il riscaldamento.

Nuvole basse stratiformi: predomina effetto albedo → feedback negativo Nuvole alte cirri: predomina effetto serra → feedback positivo

L'altitudine delle nuvole è cruciale. Dalla legge di Stefan-Boltzmann differenziata:

$d(\sigma T^4)/dT = 4\sigma T^3$

Per nuvole alte e fredde ($T_top \approx 220$ K):

$d(\sigma T^4)/dT = 4 \times 5,67 \times 10^{-8} \times 220^3 = 24,1\ W/(m^2 \cdot K)$

Per nuvole basse e calde ($T_top \approx 280$ K):

$d(\sigma T^4)/dT = 4 \times 5,67 \times 10^{-8} \times 280^3 = 49,5\ W/(m^2 \cdot K)$

Le nuvole alte, emettendo da temperature più fredde, hanno un effetto serra netto maggiore.

Le valutazioni IPCC AR6 indicano che il feedback nuvoloso netto è probabilmente positivo ma con grande incertezza:

$g_nuvole \approx 0,0\text{-}0,5$ (ampio range riflette incertezza)

## Il feedback del gradiente termico verticale (lapse-rate)

La struttura termica verticale dell'atmosfera influenza l'efficienza di emissione radiativa verso lo spazio. Il gradiente termico verticale (lapse rate) $\Gamma$ è definito come:

$\Gamma = -dT/dz$

dove z è l'altitudine. Il gradiente adiabatico saturo $\Gamma_s$, che descrive il raffreddamento di una particella d'aria satura che sale, è dato da:

$\Gamma_s = g/(c_p + L_v dq_s/dT)$

dove $g = 9{,}81\ m/s^2$ è l'accelerazione gravitazionale, $c_p = 1005\ J/(kg \cdot K)$ è il calore specifico a pressione costante dell'aria secca, e $dq_s/dT$ è la derivata dell'umidità specifica di saturazione rispetto alla temperatura.

Nelle regioni tropicali, il riscaldamento tende ad essere verticalmente più intenso in quota (dove la dipendenza di Clausius-Clapeyron è più forte), riducendo il gradiente verticale. Questo rende l'alta troposfera più calda relativamente alla superficie, aumentando l'emissione radiativa verso lo spazio (feedback negativo).

Alle alte latitudini, la dinamica è inversa, con riscaldamento maggiore in superficie (feedback positivo locale).

Globalmente, il feedback lapse-rate è moderatamente negativo:

$g_{lapse} \approx -0{,}2$ a $-0{,}3$

## Il feedback di Planck: lo stabilizzatore fondamentale

Il feedback di Planck è il feedback negativo dominante che stabilizza il sistema climatico. Deriva direttamente dalla legge di Stefan-Boltzmann: all'aumentare della temperatura, l'emissione radiativa verso lo spazio aumenta esponenzialmente (proporzionalmente a $T^4$), contrastando il riscaldamento.

Come derivato precedentemente, il parametro di Planck è:

$\lambda_{Planck} = 1/(4\sigma T^3) \approx 0{,}185\ °C/(W/m^2)$ a $T = 288\ K$

Inversamente, possiamo definire un "feedback" di Planck come:

$F_{Planck} = -4\sigma T^3\ \Delta T$

Per $\Delta T = 1\ K$ a $T = 288\ K$:

$F_{Planck} = -4 \times 5{,}67 \times 10^{-8} \times 288^3 = -5{,}42\ W/m^2$

Questo forte feedback negativo impedisce la divergenza termica del sistema. In termini di guadagno, il feedback di Planck non è incluso nel framework dei guadagni in quanto rappresenta

la risposta di riferimento, ma la sua presenza è ciò che rende finita la somma dei guadagni positivi e negativi.

## Sintesi quantitativa dei feedback

I principali feedback del sistema climatico possono essere sintetizzati nei loro contributi al guadagno totale:

g_Planck: (riferimento, ~ -3,2 W/(m²·K) come forcing) g_$H_2O$: +0,40 a +0,50 (vapor d'acqua) g_albedo: +0,10 a +0,15 (ghiaccio-neve) g_lapse: -0,20 a -0,30 (gradiente verticale) g_nuvole: +0,00 a +0,50 (molto incerto)

Somma dei guadagni (escludendo Planck di riferimento):

$$g_{totale} \approx +0,30 \text{ a } +0,85$$

La risposta amplificata è:

$$\text{Amplificazione} = 1/(1 - g_{totale}) = 1/(1 - 0,575) \approx 2,35 \text{ (valore medio con g = 0,575)}$$

Questo si traduce in una sensibilità climatica di:

ECS = $\lambda$_Planck × 3,71 W/m² × Amplificazione ECS = 0,185 × 3,71 × 2,35 = 1,61 °C (senza feedback amplificato)

Con i feedback completi:

$$ECS_{osservata} \approx 3,0 \text{ °C}$$

Questo implica un'amplificazione effettiva di circa 1,86 volte la risposta senza feedback (escludendo Planck).

La variabilità nelle stime di ECS (range 2,5-4,0 °C) deriva principalmente dall'incertezza sul feedback nuvoloso e, in misura minore, sugli altri feedback positivi.

## La risposta transitoria del clima: inerzia termica oceanica

La sensibilità climatica all'equilibrio (ECS) rappresenta lo stato finale dopo che tutti i processi lenti (principalmente il riscaldamento degli oceani profondi) hanno raggiunto l'equilibrio, processo che richiede secoli o millenni. La risposta transitoria del clima (TCR, Transient Climate Response) quantifica invece il riscaldamento al momento del raddoppio della $CO_2$ in uno scenario idealizz ato con incremento dell'uno per cento annuo della concentrazione.

Partendo da $C_0$ = 278 ppm con incremento dell'uno per cento annuo:

$C(t) = C_0 (1,01)^t$

Il raddoppio si raggiunge quando:

$2C_0 = C_0 (1,01)^t$

$t = \ln(2)/\ln(1,01) = 0,693/0,00995 = 69,7$ anni

Al tempo $t = 70$ anni, il sistema non ha raggiunto l'equilibrio a causa dell'inerzia termica oceanica. La stima IPCC AR6 della TCR è:

TCR = 1,8 °C [range probabile: 1,4-2,2 °C]

Il rapporto TCR/ECS fornisce informazioni sulla frazione della risposta all'equilibrio realizzata entro settant'anni:

TCR/ECS = 1,8/3,0 = 0,60

Questo indica che circa il sessanta per cento della risposta all'equilibrio si manifesta entro settant'anni dal raddoppio di $CO_2$, mentre il restante quaranta per cento richiede secoli per manifestarsi completamente a causa della lenta penetrazione del calore negli oceani profondi.

L'inerzia termica può essere modellata con un sistema a due strati (superficiale e profondo):

$C_s dT_s/dt = F - \lambda T_s - \gamma(T_s - T_d)$ $C_d dT_d/dt = \gamma(T_s - T_d)$

dove $C_s$ e $C_d$ sono le capacità termiche degli strati superficiale e profondo, $T_s$ e $T_d$ le loro temperature, $F$ il forcing, $\lambda$ il parametro di feedback, e $\gamma$ il coefficiente di scambio termico tra strati.

Questo sistema di equazioni differenziali accoppiate produce una risposta caratterizzata da due scale temporali: una rapida (decenni) associata al riscaldamento superficiale, e una lenta (secoli-millenni) associata al riscaldamento profondo.

# Evidenze Osservative e Analisi Statistiche

## Le serie strumentali di temperatura: metodologie e risultati

Le serie storiche di temperatura superficiale globale, compilate da molteplici istituzioni scientifiche indipendenti attraverso l'integrazione di decine di migliaia di stazioni meteorologiche terrestri e misurazioni della temperatura superficiale marina, forniscono la documentazione più diretta del riscaldamento globale in atto.

L'anomalia di temperatura superficiale globale $\Delta T(t)$ rispetto a un periodo di riferimento è definita come:

$\Delta T(t) = T_{osservata}(t) - T_{climatologia}$

dove $T_{climatologia}$ è la temperatura media sul periodo di riferimento, convenzionalmente scelto come 1850-1900 per rappresentare le condizioni pre-industriali, o 1961-1990 e 1981-2010 per confronti moderni.

Le anomalie di temperatura, piuttosto che le temperature assolute, sono preferite perché riducono gli errori sistematici legati alle variazioni di elevazione, esposizione e ambiente locale delle stazioni di misura. L'anomalia di temperatura è infatti più spazialmente coerente della temperatura assoluta.

## Analisi statistica dei trend

Il trend lineare di una serie temporale di temperatura $T(t)$ può essere stimato mediante regressione ai minimi quadrati ordinari (OLS, Ordinary Least Squares):

$$T(t) = a + bt + \varepsilon(t)$$

dove $a$ è l'intercetta, $b$ è il coefficiente del trend (in °C per unità di tempo), e $\varepsilon(t)$ è il residuo.

Il coefficiente di trend ottimale che minimizza la somma dei quadrati dei residui è:

$$b = [n \, \Sigma(t_i T_i) - \Sigma t_i \, \Sigma T_i] \, / \, [n \, \Sigma t_i^2 - (\Sigma t_i)^2]$$

dove la sommatoria è estesa su tutti gli $n$ punti temporali.

L'errore standard del trend è:

$$\sigma_b = \sigma_{residui} / \sqrt{[\Sigma(t_i - \bar{t})^2]}$$

dove:

$$\sigma_{residui} = \sqrt{[\Sigma(T_i - \hat{T}_i)^2 / (n - 2)]}$$

e $\hat{T}_i$ sono i valori previsti dal modello lineare.

L'autocorrelazione dei residui introduce complicazioni nell'analisi statistica. Se i residui $\varepsilon(t)$ sono correlati nel tempo, gli errori standard calcolati assumendo indipendenza sottostimano l'incertezza vera. Un modello autoregressivo di ordine 1 (AR(1)) descrive spesso adeguatamente la struttura di correlazione:

$$\varepsilon(t) = \varphi \, \varepsilon(t-1) + \eta(t)$$

dove $\varphi$ è il coefficiente di autocorrelazione e $\eta(t)$ è rumore bianco.

L'errore standard effettivo deve essere corretto per l'autocorrelazione:

$$\sigma_{b,corretto} = \sigma_b \times \sqrt{[(1 + \varphi)/(1 - \varphi)]}$$

## Risultati quantitativi: evoluzione termica del XX e XXI secolo

Le anomalie di temperatura superficiale globale rispetto alla media 1850-1900, con incertezze a due deviazioni standard ($2\sigma$, corrispondenti a circa novantacinque per cento di confidenza), mostrano la seguente evoluzione:

Periodo 1850-1900 (baseline): ΔT = 0,00 ± 0,12 °C Periodo 1900-1920: ΔT = +0,16 ± 0,10 °C Periodo 1920-1940: ΔT = +0,26 ± 0,09 °C Periodo 1940-1960: ΔT = +0,14 ± 0,08 °C Periodo 1960-1980: ΔT = +0,14 ± 0,07 °C Periodo 1980-2000: ΔT = +0,47 ± 0,06 °C Periodo 2000-2020: ΔT = +0,98 ± 0,05 °C Decennio 2011-2020: ΔT = +1,09 [0,95 a 1,20] °C Anno 2021: ΔT = +1,11 ± 0,05 °C Anno 2022: ΔT = +1,15 ± 0,05 °C Anno 2023: ΔT = +1,43 ± 0,05 °C

L'anno 2023 rappresenta l'anno più caldo mai registrato strumentalmente, superando il precedente record del 2016 (associato a un forte El Niño) di circa 0,28 °C.

I tassi di riscaldamento per diversi periodi, calcolati mediante regressione lineare, mostrano un'accelerazione marcata:

Periodo 1850-1900: +0,012 ± 0,003 °C/decennio Periodo 1900-1950: +0,071 ± 0,015 °C/decennio Periodo 1950-2000: +0,130 ± 0,018 °C/decennio Periodo 1970-2023: +0,190 ± 0,012 °C/decennio Periodo 2011-2023: +0,320 ± 0,045 °C/decennio

L'accelerazione del tasso di riscaldamento è statisticamente significativa. Un test di significatività per la differenza tra i tassi del periodo 1970-2023 e del periodo 1900-1950:

Differenza: $\Delta b = 0{,}190 - 0{,}071 = 0{,}119$ °C/decennio Errore della differenza: $\sigma_{\Delta b} = \sqrt{(\sigma_{b1}^2 + \sigma_{b2}^2)} = \sqrt{(0{,}012^2 + 0{,}015^2)} = 0{,}019$ °C/decennio Statistica t: $t = \Delta b/\sigma_{\Delta b} = 0{,}119/0{,}019 = 6{,}3$

Con gradi di libertà elevati, questo valore di t corrisponde a un p-value $< 10^{-8}$, indicando che l'accelerazione è estremamente significativa statisticamente.

## Concordanza tra dataset indipendenti

I principali dataset globali di temperatura superficiale sono:

1. GISTEMP (NASA GISS): utilizza stazioni terrestri NOAA GHCN-M e temperature superficiali marine da ERSST
2. HadCRUT5 (Met Office/CRU): combina CRUTEM5 (terra) e HadSST4 (mare)
3. NOAAGlobalTemp (NOAA NCEI): impiega GHCN-M v4 e ERSST v5
4. Berkeley Earth: metodologia di interpolazione spaziale kriging avanzata
5. JRA-55 (JMA): prodotto di rianalisi atmosferica giapponese

Nonostante differenze metodologiche (selezione stazioni, omogeneizzazione, interpolazione spaziale, correzione bias urbano), tutti i dataset mostrano concordanza notevole per il trend secolare.

La correlazione tra coppie di dataset sul periodo comune 1880-2023 è:

r(GISTEMP, HadCRUT5) = 0,989 r(GISTEMP, NOAA) = 0,994 r(GISTEMP, Berkeley) = 0,991 r(HadCRUT5, NOAA) = 0,985 r(HadCRUT5, Berkeley) = 0,987

Tutte le correlazioni superano 0,98, indicando accordo eccellente.

La deviazione standard tra dataset (misura della dispersione interannuale) è:

$$\sigma_{\text{inter-dataset}} \approx 0{,}03\text{-}0{,}05\ ^\circ\text{C}$$

molto inferiore all'ampiezza del segnale di riscaldamento (~1,4 °C dal 1850).

### Distribuzione spaziale del riscaldamento: pattern di amplificazione

Il riscaldamento non è spazialmente uniforme. Il pattern dominante mostra:

1. Amplificazione artica: $\Delta T_{\text{Artico}}/\Delta T_{\text{globale}} \approx 2\text{-}4$
2. Amplificazione continentale: $\Delta T_{\text{terra}}/\Delta T_{\text{oceano}} \approx 1{,}6$
3. Emisfero Nord più caldo dell'Emisfero Sud

L'amplificazione artica può essere quantificata per latitudini > 60°N:

$$\Delta T_{\text{Artico}}(1980\text{-}2023) \approx +3{,}5 \text{ a } +4{,}0\ ^\circ\text{C}$$

rispetto al riscaldamento globale di +1,1 °C nello stesso periodo, dando un fattore di amplificazione:

$$\text{Amplificazione}_{\text{Artico}} = 3{,}75/1{,}1 \approx 3{,}4$$

Questo fenomeno è attribuito principalmente al feedback albedo-ghiaccio e a modifiche della struttura verticale atmosferica.

### Ricostruzioni paleoclimatiche: i proxy del clima passato

Le ricostruzioni paleoclimatiche estendono il record strumentale indietro nel tempo utilizzando proxy naturali che registrano variazioni climatiche. I principali proxy includono:

1. Anelli degli alberi: larghezza e densità correlano con temperatura estiva e precipitazioni
2. Carote di ghiaccio: rapporti isotopici $\delta^{18}O$ e $\delta D$ riflettono temperatura di condensazione
3. Sedimenti: composizione chimica e isotopica, distribuzione pollinica
4. Coralli: bande di accrescimento e rapporti isotopici
5. Speleotemi: rapporti isotopici in stalagmiti

Il rapporto isotopico dell'ossigeno in ghiaccio $\delta^{18}O$ è definito come:

$$\delta^{18}O = [(^{18}O/^{16}O)_{\text{campione}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{standard}} - 1] \times 1000‰$$

La relazione empirica con la temperatura locale T è approssimativamente:

$$\delta^{18}O \approx a\,T + b$$

con $a \approx 0{,}67‰/^\circ\text{C}$ in Groenlandia e $a \approx 0{,}80‰/^\circ\text{C}$ in Antartide (varia con la località).

Le ricostruzioni multi-proxy degli ultimi duemila anni (PAGES 2k Consortium, con oltre cinquecento proxy integrati) mostrano:

Periodo Caldo Medievale (950-1250 CE): $\Delta T = +0,1$ a $+0,2$ °C rispetto a 1850-1900 Piccola Era Glaciale (1450-1850 CE): $\Delta T = -0,2$ a $-0,4$ °C rispetto a 1850-1900 XX-XXI secolo (1900-2023): $\Delta T = +1,1$ a $+1,4$ °C rispetto a 1850-1900

La caratteristica saliente è che il riscaldamento recente supera ampiamente qualsiasi variazione degli ultimi duemila anni in ampiezza, e ancor più in tasso di cambiamento.

Il tasso di cambiamento durante il XX secolo è:

$$dT/dt_{XX\ secolo} \approx +0,15\ °C/decennio$$

mentre le variazioni naturali pre-industriali mostravano tassi tipici:

$$|dT/dt|_{naturale} \approx 0,01\text{-}0,02\ °C/decennio$$

Il riscaldamento antropogenico moderno procede quindi a un tasso circa un ordine di grandezza superiore alle variazioni naturali recenti.

### Le serie di Mauna Loa: l'archivio della $CO_2$ atmosferica

La stazione di monitoraggio atmosferico di Mauna Loa, Hawaii, situata a 3397 metri sul livello del mare in mezzo all'Oceano Pacifico, lontana da fonti di inquinamento locali, fornisce la serie temporale continua più lunga e accurata di $CO_2$ atmosferica, iniziata da Charles David Keeling nel 1958.

La serie mostra un andamento caratteristico con due componenti:

1. Trend secolare crescente (componente antropogenica)
2. Oscillazione stagionale (componente biotica)

La concentrazione può essere modellata come:

$$C_{CO_2}(t) = C_{trend}(t) + A \sin(2\pi t/T + \varphi)$$

dove $C_{trend}(t)$ è il trend di lungo periodo, $A \approx 6\text{-}7$ ppm è l'ampiezza dell'oscillazione stagionale, $T = 1$ anno è il periodo, e $\varphi$ è la fase.

Valori annuali medi selezionati:

Anno 1958: C = 315,4 ppm Anno 1970: C = 325,7 ppm (incremento +10,3 ppm in 12 anni) Anno 1980: C = 338,8 ppm (incremento +13,1 ppm in 10 anni) Anno 1990: C = 354,4 ppm (incremento +15,6 ppm in 10 anni) Anno 2000: C = 369,7 ppm (incremento +15,3 ppm in 10 anni) Anno 2010: C = 389,9 ppm (incremento +20,2 ppm in 10 anni) Anno 2015: C = 400,8 ppm (superamento soglia simbolica 400 ppm) Anno 2020: C = 414,2 ppm (incremento +24,3

ppm in 10 anni) Anno 2021: C = 416,4 ppm Anno 2022: C = 418,5 ppm Anno 2023: C = 421,1 ppm Maggio 2024: C = 426,9 ppm (picco stagionale)

Il tasso di incremento annuale mostra accelerazione:

Decennio 1960-1969: dC/dt = +0,94 ppm/anno Decennio 1970-1979: dC/dt = +1,31 ppm/anno Decennio 1980-1989: dC/dt = +1,56 ppm/anno Decennio 1990-1999: dC/dt = +1,50 ppm/anno Decennio 2000-2009: dC/dt = +1,93 ppm/anno Decennio 2010-2019: dC/dt = +2,44 ppm/anno Periodo 2020-2023: dC/dt = +2,58 ppm/anno

Il tasso attuale di +2,58 ppm/anno rappresenta un aumento del centosettantaquattro per cento rispetto al tasso degli anni sessanta (+0,94 ppm/anno).

L'oscillazione stagionale, con ampiezza di circa 6-7 ppm a Mauna Loa, è causata dal ciclo annuale della fotosintesi e respirazione della biosfera terrestre, concentrata nell'emisfero Nord dove si trova la maggior parte della massa vegetale continentale:

Primavera-Estate (emisfero Nord): fotosintesi netta positiva → assorbimento $CO_2$ → minimo stagionale Autunno-Inverno (emisfero Nord): respirazione supera fotosintesi → rilascio $CO_2$ → massimo stagionale

Il massimo stagionale si verifica tipicamente a maggio, il minimo a settembre-ottobre.

# Archivi Glaciali e Paleoclimatologia Quantitativa

## Le carote di ghiaccio: cronache stratigrafiche del clima passato

Le carote di ghiaccio estratte dalle calotte polari e dai ghiacciai di alta quota costituiscono uno degli archivi paleoclimatici più straordinari a disposizione della scienza moderna. Questi cilindri di ghiaccio, che possono raggiungere profondità superiori a 3.000 m e contenere informazioni climatiche che si estendono per oltre 800.000 anni nel passato, offrono una finestra unica sulla storia del sistema climatico terrestre e sui meccanismi che ne governano l'evoluzione.

### Formazione e stratigrafia del ghiaccio polare

La formazione del ghiaccio polare avviene attraverso l'accumulo progressivo di neve che, sotto il peso degli strati sovrastanti, subisce un processo di metamorfosi fisica graduale. Inizialmente, i cristalli di neve fresca presentano una densità tipica di 50-100 kg/m³, con una struttura ramificata caratterizzata da ampi spazi vuoti riempiti d'aria. Con l'accumulo di neve sovrastante, il peso crescente induce una compattazione meccanica che riduce gli spazi interstiziali e aumenta la densità.

Dopo alcuni mesi o anni, a seconda del tasso di accumulo e della temperatura locale, la neve si trasforma in firn, uno stadio intermedio con densità compresa tipicamente tra 400 e 800 kg/m³. In questa fase, i cristalli di ghiaccio si saldano parzialmente tra loro attraverso processi di

sublimazione e ricristallizzazione, ma gli spazi d'aria rimangono interconnessi, permettendo lo scambio gassoso con l'atmosfera sovrastante.

La profondità alla quale il firn si trasforma definitivamente in ghiaccio solido, definita come profondità di chiusura dei pori (close-off depth), varia considerevolmente con le condizioni locali. In Antartide, dove le temperature estremamente basse rallentano i processi di compattazione, questa transizione avviene tipicamente a profondità comprese tra 50 e 120 m, corrispondenti a età del ghiaccio di alcune centinaia o migliaia di anni. In Groenlandia, con temperature relativamente più elevate e tassi di accumulo maggiori, la chiusura può verificarsi a profondità minori, intorno a 60-80 m.

La densità del ghiaccio maturo, una volta completata la trasformazione, raggiunge valori prossimi a 917 kg/m³ a temperature di -20 °C, corrispondenti alla densità teorica del ghiaccio puro Ih secondo la struttura cristallina esagonale dell'acqua solida. La piccola frazione di spazi d'aria residui, che costituisce tipicamente il 10% del volume totale, rimane intrappolata sotto forma di bolle sferiche o ellissoidali, isolate dall'atmosfera esterna.

Queste bolle d'aria costituiscono campioni diretti dell'atmosfera antica, preservando la composizione chimica dei gas atmosferici al momento della chiusura dei pori. La differenza temporale tra l'età del ghiaccio circostante e l'età dell'aria intrappolata, nota come differenza di età ghiaccio-gas o Δ età, deriva dal fatto che il ghiaccio si forma dalla neve depositata in superficie, mentre l'aria viene intrappolata solo successivamente, alla profondità di chiusura. Questa differenza può variare da alcune centinaia di anni nei siti con elevato accumulo, come la costa della Groenlandia (Δ età ≈ 200-400 anni), fino a diverse migliaia di anni nei siti con bassissimo accumulo, come il plateau antartico orientale (Δ età ≈ 2.000-5.000 anni).

**La fisica degli isotopi stabili nell'acqua**

L'acqua presente nell'idrosfera terrestre non è una sostanza chimicamente omogenea, ma contiene diverse specie isotopiche derivanti dalle variazioni nella composizione nucleare degli atomi di idrogeno e ossigeno. L'ossigeno naturale è composto da tre isotopi stabili: $^{16}O$ (abbondanza 99,757%), $^{17}O$ (abbondanza 0,038%) e $^{18}O$ (abbondanza 0,205%). L'idrogeno presenta due isotopi stabili: $^{1}H$ o prozio (abbondanza 99,985%) e $^{2}H$ o deuterio (abbondanza 0,015%), indicato convenzionalmente con il simbolo D.

Le diverse masse molecolari delle specie isotopiche dell'acqua ($H_2{}^{16}O$ con massa 18,011 u, $H_2{}^{18}O$ con massa 20,015 u, $HD^{16}O$ con massa 19,017 u) inducono differenze nei comportamenti termodinamici e cinetici durante i processi di evaporazione e condensazione. Queste differenze, note collettivamente come frazionamento isotopico, generano variazioni sistematiche nei rapporti isotopici tra diverse riserve d'acqua e costituiscono la base fisica per l'utilizzo degli isotopi come proxy paleoclimatici.

Il frazionamento isotopico all'equilibrio termodinamico tra due fasi è quantificato dal fattore di frazionamento $\alpha$, definito come il rapporto tra i rapporti isotopici nelle due fasi:

$\alpha$(liquido/vapore) = R_liquido / R_vapore

dove R rappresenta il rapporto molare tra l'isotopo pesante e l'isotopo leggero (ad esempio, R = $[^{18}O]/[^{16}O]$ o R = [D]/[H]).

La dipendenza dalla temperatura del fattore di frazionamento deriva dalla differenza nelle energie di punto zero vibrazionale tra le diverse specie isotopiche. Per il sistema acqua liquida - vapor d'acqua, il fattore di frazionamento per l'ossigeno-18 può essere approssimato dalla relazione empirica:

$1000 \ln \alpha^{18}O(l/v) = -7{,}685 + 6{,}7123 \times 10^3/T - 1{,}6664 \times 10^6/T^2$

dove T è la temperatura assoluta in kelvin. A 0 °C (273,15 K), questa formula fornisce:

$1000 \ln \alpha^{18}O = -7{,}685 + 6{,}7123 \times 10^3/273{,}15 - 1{,}6664 \times 10^6/(273{,}15)^2$ $1000 \ln \alpha^{18}O = -7{,}685 + 24{,}568 - 22{,}331 = -5{,}448$

Quindi: $\alpha^{18}O = \exp(-5{,}448/1000) = 0{,}99456$

Questo valore inferiore all'unità indica che l'isotopo pesante $^{18}O$ si arricchisce preferenzialmente nella fase liquida, mentre l'isotopo leggero $^{16}O$ si arricchisce nella fase vapore.

Il frazionamento per il deuterio è significativamente maggiore. A 0 °C:

$1000 \ln \alpha_D(l/v) \approx -52{,}612 + 76{,}248 \times 10^3/T - 24{,}844 \times 10^6/T^2$ $1000 \ln \alpha_D = -52{,}612 + 279{,}194 - 333{,}117 = -106{,}535$

$\alpha_D = \exp(-106{,}535/1000) = 0{,}89892$

La notazione delta ($\delta$) è utilizzata per esprimere i rapporti isotopici come deviazioni relative rispetto a uno standard internazionale:

$\delta^{18}O = [(R_{campione}/R_{standard}) - 1] \times 1000‰$

Lo standard di riferimento per l'acqua è Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), con i seguenti rapporti definiti:

$R^{18}O(VSMOW) = 2{,}0052 \times 10^{-3}$ $R_D(VSMOW) = 1{,}5576 \times 10^{-4}$

**Il processo di distillazione di Rayleigh**

Durante il trasporto di masse d'aria umide dalle regioni subtropicali verso le alte latitudini, si verifica un processo di distillazione progressiva noto come distillazione di Rayleigh. Questo processo, che può essere descritto quantitativamente attraverso un modello termodinamico relativamente semplice, è responsabile dell'impoverimento sistematico in isotopi pesanti delle precipitazioni alle alte latitudini e alle basse temperature.

Consideriamo una massa d'aria inizialmente con una frazione molare di vapor d'acqua $f_0$ e un rapporto isotopico $R_0$. Man mano che la massa d'aria si raffredda durante il trasporto polare, il vapore condensa formando precipitazioni che vengono immediatamente rimosse dal sistema. Se assumiamo che ogni fase di condensazione raggiunga l'equilibrio isotopico istantaneamente, e che il condensato venga rimosso senza possibilità di rievaporazione (condizione di distillazione di Rayleigh), possiamo derivare l'evoluzione del rapporto isotopico del vapore residuo.

La frazione di vapor d'acqua rimanente dopo una condensazione incrementale è:

$f = f_0 - \Delta f$

Durante questo processo, il cambio nel rapporto isotopico del vapore è dato da:

$d(fR) = fR_{cond}\, df$

Dove $R_{cond} = \alpha R$ è il rapporto isotopico del condensato. Sostituendo:

$d(fR) = \alpha fR\, df$

Separando le variabili e integrando:

$\int(dR/R) = (\alpha - 1) \int(df/f)$

$\ln(R/R_0) = (\alpha - 1) \ln(f/f_0)$

$R/R_0 = (f/f_0)^{(\alpha-1)}$

Convertendo in notazione delta, utilizzando $\delta \approx (R/R_{standard} - 1)$ per piccole deviazioni:

$\delta = \delta_0 + 1000[(f/f_0)^{(\alpha-1)} - 1]$

Per l'ossigeno-18, con $\alpha \approx 1{,}0094$ a -20 °C, e assumendo che la massa d'aria abbia perso il 90% del suo vapor d'acqua ($f/f_0 = 0{,}1$):

$\delta^{18}O = \delta_0 + 1000[(0{,}1)^{0{,}0094} - 1]$ $\delta^{18}O = \delta_0 + 1000[0{,}978 - 1]$ $\delta^{18}O = \delta_0 - 22‰$

Questo calcolo semplificato illustra come il processo di distillazione di Rayleigh produca un sostanziale impoverimento in $^{18}O$ delle precipitazioni polari. Nella realtà, il processo è più complesso a causa di effetti cinetici durante la condensazione, mixing con masse d'aria diverse e rievaporazione parziale durante la caduta delle precipitazioni.

**La relazione $\delta^{18}O$-temperatura nelle carote di ghiaccio**

Le osservazioni spaziali moderne della distribuzione di $\delta^{18}O$ nelle precipitazioni mostrano una forte correlazione con la temperatura media annuale del sito di deposizione. Questa relazione, nota come gradiente isotopico spaziale, è stata quantificata attraverso l'analisi di migliaia di

campioni di precipitazioni dalla rete GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) dell'IAEA.

Per le regioni polari, il gradiente isotopico spaziale è approssimativamente:

$d\delta^{18}O/dT \approx 0{,}8‰/°C$ (Antartide) $d\delta^{18}O/dT \approx 0{,}67‰/°C$ (Groenlandia)

Tuttavia, l'applicazione di questi gradienti spaziali moderni come calibrazione per interpretare variazioni temporali passate (il cosiddetto gradiente isotopico temporale) introduce complessità significative. Il gradiente temporale può differire dal gradiente spaziale a causa di cambiamenti nella circolazione atmosferica, nelle sorgenti di umidità, nella stagionalità delle precipitazioni e in altri fattori climatici.

Calibrazioni indipendenti del gradiente temporale sono state ottenute attraverso diversi metodi:

1. **Inversione del borehole**: Le temperature passate possono essere ricostruite dall'inversione del profilo termico misurato in profondità nei pozzi di perforazione, utilizzando l'equazione di diffusione del calore:

   $\partial T/\partial t = \kappa \, \partial^2 T/\partial z^2$

   dove $\kappa = \lambda/(\rho c_p)$ è la diffusività termica del ghiaccio. Con $\lambda \approx 2{,}1$ W/(m·K), $\rho = 917$ kg/m³ e $c_p = 2.097$ J/(kg·K):

   $\kappa = 2{,}1/(917 \times 2.097) = 1{,}09 \times 10^{-6}$ m²/s = 34,5 m²/anno

   Le temperature ricostruite possono essere confrontate con i valori di $\delta^{18}O$ per calibrare il gradiente temporale.

2. **Eccesso di deuterio**: Il parametro di eccesso di deuterio, definito come:

   $d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$

   fornisce informazioni sulle condizioni della sorgente oceanica di umidità. Cambiamenti in d possono essere utilizzati per correggere gli effetti di cambiamenti nella sorgente di umidità sul rapporto $\delta^{18}O$-temperatura.

3. **Frazionamento degli isotopi di argon e azoto**: Il frazionamento termico e gravitazionale degli isotopi pesanti di argon ($^{40}Ar$) e azoto ($^{15}N$) nelle bolle d'aria intrappolate fornisce un termometro indipendente basato su processi fisici nella colonna di firn:

   $\delta^{15}N = (m_^{15}N - m_^{14}N) \times g \times z / (R \times T)$

   dove m sono le masse molecolari, $g = 9{,}81$ m/s² è l'accelerazione gravitazionale, z è la

profondità del firn, R = 8,314 J/(mol·K) è la costante dei gas e T è la temperatura assoluta.

Le calibrazioni combinate da questi metodi suggeriscono che il gradiente isotopico temporale per l'Antartide centrale durante l'ultimo ciclo glaciale-interglaciale è:

$d\delta^{18}O/dT \approx 0{,}9\text{-}1{,}1‰/°C$

leggermente superiore al gradiente spaziale moderno.

**I progetti di perforazione profondi: EPICA, GRIP, GISP2**

I principali progetti di estrazione di carote di ghiaccio profonde hanno rivoluzionato la nostra comprensione del paleoclima quaternario. I siti di perforazione sono stati selezionati in base a criteri specifici: bassi tassi di accumulo per massimizzare la risoluzione temporale, flow minimo per minimizzare la distorsione stratigrafica, e spessore glaciale sufficiente per penetrare attraverso lunghi periodi temporali.

**European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA)**

Il progetto EPICA ha prodotto due carote profonde dall'Antartide:

1. **EPICA Dome C (EDC)**: Situata a 75,1°S, 123,4°E, altitudine 3.233 m. La perforazione, completata nel 2004, ha raggiunto la profondità di 3.270 m, terminando 5 m sopra il basamento roccioso. La carota EDC fornisce un record climatico continuo che si estende per 800.000 anni, coprendo 8 cicli glaciali-interglaciali completi.

   Il tasso medio di accumulo a Dome C è estremamente basso, circa 25 mm/anno (equivalente acqua), risultando in una risoluzione temporale di circa 20-50 anni per campione negli strati più recenti. Negli strati profondi, la compressione progressiva del ghiaccio sotto il peso sovrastante riduce lo spessore degli strati annuali. La funzione di assottigliamento $\tau(z)$ descrive il rapporto tra lo spessore dello strato alla profondità z e il suo spessore originale:

   $\tau(z) = 1 - (z/H) \times [1 - (z/H)^p]$

   dove $H = 3.270$ m è lo spessore totale del ghiaccio e $p \approx 2\text{-}3$ è un parametro di forma che dipende dalla reologia del ghiaccio e dal flusso. Alla profondità di 3.000 m:

   $\tau(3.000) = 1 - (3.000/3.270) \times [1 - (3.000/3.270)^2]$ $\tau(3.000) \approx 0{,}076$

   Questo significa che uno strato con spessore originale di 1 m è stato

compresso a circa 7,6 cm.

2. **EPICA Dronning Maud Land (EDML)**: Situata a 75,0°S, 0,1°E, altitudine 2.892 m. Perforazione completata nel 2006, profondità 2.774 m. Il tasso di accumulo maggiore (64 mm/anno equivalente acqua) fornisce migliore risoluzione temporale ma record più breve (150.000 anni).

**Greenland Ice Core Projects (GRIP e GISP2)**

Le perforazioni nel ghiaccio groenlandese hanno fornito record ad alta risoluzione dell'ultimo ciclo glaciale:

1. **GRIP (Greenland Ice Core Project)**: Summit, Groenlandia (72,6°N, 37,6°W), altitudine 3.238 m. Perforazione completata nel 1992, profondità 3.029 m, raggiungendo ghiaccio di età 110.000 anni.

2. **GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2)**: Situata 28 km a ovest di GRIP, perforazione completata nel 1993, profondità 3.053 m. Il tasso di accumulo elevato (240 mm/anno) permette risoluzione stagionale negli strati recenti.

Un risultato fondamentale dalle carote groenlandesi fu la scoperta di eventi di cambiamento climatico rapido durante l'ultima glaciazione, noti come eventi Dansgaard-Oeschger (D-O). Questi eventi consistono in riscaldamenti abrupti di 8-16 °C in Groenlandia, avvenuti su scale temporali di decenni o meno, seguiti da raffreddamento graduale su secoli o millenni.

La cronologia delle carote di ghiaccio viene stabilita attraverso metodi multipli:

1. **Conteggio degli strati annuali**: Negli strati più recenti e ben preservati, le variazioni stagionali in parametri multipli ($\delta^{18}O$, concentrazioni ioniche, contenuto di polvere) permettono il conteggio diretto degli strati annuali.

2. **Modelli di flusso glaciale**: Per strati più profondi dove il conteggio diretto è impossibile, si utilizzano modelli che descrivono il flow del ghiaccio e la sua deformazione. L'equazione fondamentale del flusso è:

   $$w(z) = -b + \int_0^z (\partial u/\partial x)\, dz'$$

   dove w è la velocità verticale, b è il tasso di accumulo superficiale, u è la velocità orizzontale, e x è la coordinata orizzontale.

3. **Orizzonti di riferimento**: Eventi vulcanici globali lasciano tracce chimiche distinte (principalmente $H_2SO_4$ da $SO_2$ vulcanico) che possono essere correlate tra diverse carote e con record geologici datati indipendentemente.

4. **Sincronizzazione con carote marine**: Variazioni nella composizione isotopica di $O_2$ nell'atmosfera antica ($\delta^{18}O$_atm) riflettono processi globali e possono essere correlate con record marini datati tramite stratigrafia magnetica e metodi radiometrici.

**Il record di $CO_2$ dalle carote di ghiaccio**

L'analisi della composizione dell'aria intrappolata nelle bolle delle carote di ghiaccio fornisce misurazioni dirette della concentrazione atmosferica di $CO_2$ e altri gas nel passato. Le bolle d'aria vengono estratte attraverso diversi metodi:

1. **Fusione del ghiaccio sotto vuoto**: Il ghiaccio viene fuso in un contenitore sottovuoto, permettendo ai gas di liberarsi. Il gas viene poi analizzato mediante cromatografia gassosa con rivelatore a ionizzazione di fiamma (GC-FID) per $CO_2$ e $CH_4$.

2. **Sublimazione**: Il ghiaccio viene sublimato sotto vuoto, evitando il contatto con acqua liquida che potrebbe alterare la composizione chimica dei gas.

3. **Crushing in situ**: Per profondità dove la pressione ha trasformato le bolle in clatrati idrati (tipicamente >1.000-1.500 m), il ghiaccio viene macinato meccanicamente per liberare i gas.

La concentrazione di $CO_2$ viene misurata con precisione di ±1-2 ppm. Le misurazioni da diverse carote mostrano eccellente concordanza, confermando l'affidabilità del metodo.

Il record composito di $CO_2$ dalle carote EPICA Dome C, esteso su 800.000 anni, rivela variazioni sistematiche correlate con i cicli glaciali-interglaciali:

Periodi glaciali (Temperature minime):

- Concentrazione $CO_2$: 170-190 ppm
- $\delta^{18}O$: -10 a -8‰ (relativo a VSMOW)
- $\Delta T$ rispetto a presente: -8 a -10 °C (Antartide)

Periodi interglaciali (Temperature massime):

- Concentrazione $CO_2$: 260-280 ppm
- $\delta^{18}O$: -5 a -4‰
- $\Delta T$ rispetto a presente: 0 a +2 °C

La variazione glaciale-interglaciale di $CO_2$ è tipicamente 80-100 ppm, rappresentando una variazione relativa del 30-40%. L'analisi della fase temporale tra le variazioni di $CO_2$ e temperatura rivela che, durante le deglaciazioni naturali, il riscaldamento antartico precede l'aumento di $CO_2$ di alcune centinaia di anni (tipicamente 400-1.000 anni). Questo lag temporale riflette il fatto che, nei cicli glaciali naturali, il forcing iniziale proviene da variazioni orbitali (cicli

di Milankovitch), che inducono riscaldamento polare che successivamente causa rilascio di $CO_2$ dall'oceano, amplificando ulteriormente il riscaldamento attraverso l'effetto serra.

Crucialmente, la concentrazione attuale di $CO_2$ (421 ppm nel 2023) supera di 140 ppm il valore massimo osservato negli ultimi 800.000 anni (280 ppm negli interglaciali passati). Questo rappresenta un incremento del 50% rispetto al massimo naturale pre-industriale, e il tasso di incremento attuale (≈2,5 ppm/anno) è senza precedenti nella documentazione paleoclimatica, essendo almeno 100 volte più rapido dei tassi di variazione naturali.

La correlazione tra $CO_2$ e temperatura nei record glaciali può essere quantificata. Utilizzando i dati EDC, la regressione lineare fornisce:

$\Delta T_Antartide = a \times \Delta CO_2$

dove $a \approx 0{,}10\text{-}0{,}15$ °C/ppm. Per una variazione di 100 ppm:

$\Delta T = 10\text{-}15$ °C

Tuttavia, questa correlazione riflette l'effetto combinato del forcing radiativo della $CO_2$ e dei feedback del sistema climatico, oltre al fatto che la $CO_2$ stessa funge da feedback (attraverso processi oceanici) nei cicli glaciali naturali. La sensibilità climatica all'equilibrio può essere stimata dai record paleoclimatici utilizzando la formula:

$ECS = \Delta T_globale / [\Delta F_CO_2/F_2\times CO_2] \times [3{,}71\ W/m^2/\Delta F_totale]$

dove $\Delta F_totale$ include tutti i forcing ($CO_2$, albedo del ghiaccio, vegetazione, aerosol) durante la transizione glaciale-interglaciale.

**Record di $CH_4$ e $N_2O$ dalle carote di ghiaccio**

Oltre alla $CO_2$, le carote di ghiaccio preservano record di altri gas serra. Il metano ($CH_4$) mostra variazioni glaciali-interglaciali ancora più drammatiche in termini relativi:

Periodi glaciali: $CH_4 \approx 350\text{-}400$ ppb Periodi interglaciali: $CH_4 \approx 600\text{-}750$ ppb Presente (2023): $CH_4 \approx 1.923$ ppb

L'incremento glaciale-interglaciale naturale è tipicamente 250-400 ppb (70-100%), mentre l'incremento antropogenico dal periodo pre-industriale è 1.200 ppb (165%).

Le variazioni di $CH_4$ nei record glaciali mostrano timing diverso rispetto alla $CO_2$, con cambiamenti più sincronizzati con le variazioni climatiche dell'emisfero Nord. Questo riflette le principali sorgenti naturali di $CH_4$: zone umide delle medie-alte latitudini che si espandono durante i periodi caldi e umidi. Durante gli eventi Dansgaard-Oeschger, il $CH_4$ aumenta bruscamente di 100-200 ppb in sincronia con il riscaldamento groenlandese, fornendo prova che questi eventi avevano impatti climatici estesi anche ai tropici e all'emisfero Sud.

Il protossido di azoto ($N_2O$) mostra variazioni più limitate:

Periodi glaciali: $N_2O \approx 200\text{-}220$ ppb Periodi interglaciali: $N_2O \approx 260\text{-}270$ ppb Presente (2023): $N_2O \approx 336$ ppb

L'incremento antropogenico di 66 ppb rappresenta il 24% sopra il livello pre-industriale massimo.

## Termometria isotopica negli oceani

Mentre le carote di ghiaccio forniscono record climatici continui di alta risoluzione per le regioni polari, i sedimenti oceanici forniscono copertura geografica globale e record temporali estesi su decine di milioni di anni. La termometria paleoceanica si basa principalmente sull'analisi dei rapporti isotopici dell'ossigeno nei gusci carbonatici di organismi marini, particolarmente i foraminiferi.

**Il sistema carbonato marino e il frazionamento isotopico**

I foraminiferi, sia bentonici (che vivono sul fondo oceanico) sia planctonici (che vivono nella colonna d'acqua superficiale), costruiscono gusci di carbonato di calcio ($CaCO_3$) estraendo ioni calcio e carbonato dall'acqua marina circostante. Durante questo processo di biomineralizzazione, il frazionamento isotopico tra l'acqua e il carbonato dipende dalla temperatura secondo una relazione termodinamica ben calibrata.

L'equazione paleotermometrica di base, derivata empiricamente da Epstein et al. (1953) e successivamente raffinata, mette in relazione la temperatura T dell'acqua con la differenza tra i valori di $\delta^{18}O$ del carbonato e dell'acqua:

$$T(°C) = 16{,}5 - 4{,}3(\delta^{18}O_calcite - \delta^{18}O_acqua) + 0{,}14(\delta^{18}O_calcite - \delta^{18}O_acqua)^2$$

dove $\delta^{18}O_calcite$ è misurato relativo allo standard VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) e $\delta^{18}O_acqua$ relativo a VSMOW.

Una complicazione significativa nell'applicazione di questa equazione ai sedimenti glaciali è che $\delta^{18}O_acqua$ marina non è rimasto costante nel tempo. Durante i periodi glaciali, l'accumulo di enormi volumi di ghiaccio continentale nelle calotte polari sequestra acqua preferenzialmente arricchita in $^{16}O$ (isotopo leggero), lasciando l'oceano residuo arricchito in $^{18}O$. La variazione globale media di $\delta^{18}O_acqua$ marina tra il massimo glaciale e l'Olocene è stimata in:

$$\Delta\delta^{18}O_acqua(LGM\text{-}Olocene) \approx +1{,}0 \text{ a } +1{,}2‰$$

Questa variazione corrisponde a un cambiamento nel volume globale del ghiaccio di:

$$\Delta V_ghiaccio \approx 50\text{-}52 \times 10^6 \text{ km}^3$$

equivalente a un abbassamento del livello marino di:

$$\Delta\zeta = \Delta V_ghiaccio / A_oceano = (51 \times 10^6 \text{ km}^3)/(3{,}61 \times 10^8 \text{ km}^2) = 141 \text{ m}$$

dove A_oceano è l'area superficiale degli oceani.

**La curva composita di $\delta^{18}O$ bentonico**

La compilazione dei record di $\delta^{18}O$ da foraminiferi bentonici di numerosi siti oceanici profondi ha prodotto curve composite che rappresentano la variazione globale media. La curva più utilizzata è la LR04 stack (Lisiecki e Raymo, 2005), che combina 57 record globalmente distribuiti su una cronologia orbitalmente accordata estesa su 5,3 milioni di anni.

La variazione caratteristica di $\delta^{18}O$ bentonico tra glaciali e interglaciali è:

$$\Delta\delta^{18}O(\text{glaciale-interglaciale}) \approx 1{,}5\text{-}1{,}8‰$$

Questa variazione riflette sia il cambiamento nel volume del ghiaccio (effetto $\delta^{18}O_acqua \approx +1{,}0‰$) sia il raffreddamento delle acque profonde (effetto temperatura $\approx +0{,}5\text{-}0{,}8‰$, corrispondente a $\Delta T \approx -2$ a $-3$ °C).

La trasformata di Fourier della curva LR04 rivela i cicli dominanti che controllano le variazioni climatiche:

1. **Ciclo di eccentricità di 100.000 anni**: Il ciclo dominante nel tardo Pleistocene (ultimi 800.000 anni). L'ampiezza spettrale mostra un picco prominente a periodo T = 95.000-125.000 anni.

2. **Ciclo di obliquità di 41.000 anni**: Dominante nel Pleistocene iniziale (2,6-0,8 Ma). L'obliquità dell'asse terrestre varia tra 22,1° e 24,5° con periodo principale T = 41.000 anni.

3. **Ciclo di precessione di 23.000 e 19.000 anni**: La precessione degli equinozi produce due componenti con periodi $T_1 \approx 23.000$ anni e $T_2 \approx 19.000$ anni.

La potenza spettrale P(f) in funzione della frequenza f mostra:

$P(f = 1/100.000) >> P(f = 1/41.000) > P(f = 1/23.000)$

nel tardo Pleistocene, mentre:

$P(f = 1/41.000) >> P(f = 1/100.000)$

nel Pleistocene iniziale, indicando una transizione nel regime climatico nota come Mid-Pleistocene Transition (MPT) avvenuta circa 1,2-0,8 Ma.

**Paleotermometria Mg/Ca**

Un metodo indipendente per ricostruire le paleotemperature oceaniche si basa sul rapporto magnesio/calcio (Mg/Ca) nei gusci dei foraminiferi. L'incorporazione di $Mg^{2+}$ al posto di $Ca^{2+}$ nel reticolo cristallino del carbonato è termodinamicamente sfavorita ma aumenta con la temperatura secondo una relazione esponenziale:

$$Mg/Ca = B \times \exp(A \times T)$$

dove A e B sono costanti di calibrazione specifiche per ciascuna specie. Per foraminiferi planctonici come Globigerinoides ruber:

$$Mg/Ca \text{ (mmol/mol)} = 0{,}38 \times \exp(0{,}090 \times T)$$

dove T è in °C. Una variazione di temperatura di 5 °C produce una variazione in Mg/Ca di:

$$Mg/Ca(T+5)/Mg/Ca(T) = \exp(0{,}090 \times 5) = \exp(0{,}45) = 1{,}57$$

ovvero un incremento del 57%.

La combinazione di $\delta^{18}O$ e Mg/Ca permette di separare gli effetti di temperatura e volume di ghiaccio, poiché Mg/Ca è sensibile solo alla temperatura mentre $\delta^{18}O$ dipende da entrambi. Misurando entrambi sugli stessi campioni:

$$T = (1/A) \times \ln(Mg/Ca \,/\, B) \quad \delta^{18}O_{acqua} = \delta^{18}O_{calcite} - f(T)$$

dove f(T) è la funzione di frazionamento temperatura-dipendente.

Le carote di ghiaccio e i sedimenti oceanici forniscono documentazione inequivocabile delle variazioni climatiche naturali del passato e del loro legame con la concentrazione atmosferica di gas serra. I record paleoclimatici dimostrano che le concentrazioni attuali di $CO_2$, $CH_4$ e $N_2O$ sono senza precedenti negli ultimi 800.000 anni, e che il tasso di incremento attuale supera di oltre due ordini di grandezza qualsiasi variazione naturale documentata. Questa evidenza paleoclimatica, combinata con le misurazioni strumentali moderne e la comprensione fisica dei meccanismi dell'effetto serra, costituisce una prova schiacciante della natura antropogenica dei cambiamenti climatici in atto.

## I Cicli di Milankovitch: il Forcing Orbitale e la Modulazione Glaciale-Interglaciale

La successione di ere glaciali e periodi interglaciali che caratterizza il Quaternario, documentata dagli archivi isotopici discussi sopra, trova la propria spiegazione fisica primaria nelle variazioni cicliche dei parametri orbitali terrestri, teorizzate da Milutin Milankovitch sulla base di calcoli astronomici di meccanica celeste: l'eccentricità dell'orbita terrestre, che oscilla tra una configurazione quasi circolare e una più marcatamente ellittica con periodicità dominanti di circa 100.000 e 405.000 anni; l'obliquità dell'asse terrestre rispetto al piano dell'eclittica, che varia tra 22,1 e 24,5 gradi con un periodo di circa 41.000 anni, modulando il contrasto stagionale e in particolare l'insolazione alle alte latitudini; e la precessione degli equinozi, con periodi climatici di circa 23.000 e 19.000 anni, che determina in quale punto dell'orbita ellittica cadano i solstizi, modulando l'intensità dell'insolazione estiva alle diverse latitudini indipendentemente dal bilancio energetico medio globale, che rimane sostanzialmente invariato da questi effetti geometrici. L'ipotesi di Milankovitch, nella sua formulazione classica, attribuisce un ruolo causale primario all'insolazione estiva alle latitudini boreali attorno a 65°N, la cui riduzione permetterebbe la persistenza estiva della neve caduta l'inverno precedente, innescando la crescita delle calotte glaciali attraverso il feedback albedo-ghiaccio discusso nel capitolo dedicato ai meccanismi di

retroazione. Questa teoria affronta tuttavia una difficoltà quantitativa nota come il problema dei 100.000 anni: la componente di eccentricità, dominante nella periodicità dei cicli glaciali-interglaciali osservati negli ultimi 800.000 anni circa, produce una modulazione diretta dell'insolazione di ampiezza molto contenuta, insufficiente a spiegare da sola l'ampiezza delle oscillazioni climatiche osservate; la risoluzione di questo apparente paradosso richiede l'invocazione di meccanismi di amplificazione interna al sistema climatico, inclusi i feedback della $CO_2$ atmosferica documentati nelle carote di ghiaccio, la dinamica non lineare della crescita e del collasso delle calotte glaciali continentali, e possibili effetti di soglia nella risposta del sistema, un'area di ricerca ancora attiva che illustra come il forcing orbitale agisca primariamente come un pacemaker che sincronizza, piuttosto che come la sola causa quantitativa diretta di, la variabilità climatica glaciale-interglaciale.

### Analoghi di Climi Profondi: il Paleocene-Eocene Thermal Maximum e i Vincoli sulla Sensibilità Climatica

Al di là della finestra temporale del Quaternario coperta dalle carote di ghiaccio polari, la documentazione geologica offre analoghi di climi profondi la cui analisi quantitativa fornisce vincoli indipendenti sulla sensibilità climatica del sistema terrestre. Il caso più studiato è il Paleocene-Eocene Thermal Maximum, un evento verificatosi circa 56 milioni di anni fa e caratterizzato dal rilascio, su una scala temporale geologicamente breve stimata in poche migliaia di anni, di una quantità di carbonio isotopicamente leggero stimata tra 2.000 e 4.500 miliardi di tonnellate, documentata da una marcata escursione negativa negli isotopi del carbonio registrata sia nei sedimenti marini sia in quelli terrestri, e accompagnata da un innalzamento della temperatura media globale stimato tra 5 e 8 gradi Celsius, oltre che da una documentata acidificazione oceanica evidenziata dalla risalita della profondità di compensazione dei carbonati, il livello al di sotto del quale il carbonato di calcio si dissolve prima di poter sedimentare. L'utilità di questo ed altri analoghi di climi profondi, incluso il Periodo Caldo del Pliocene Medio, databile a circa 3,3-3 milioni di anni fa e caratterizzato da concentrazioni di $CO_2$ atmosferica stimate attorno a 400 parti per milione, un valore comparabile a quello attuale, risiede nella possibilità di derivare stime della sensibilità climatica all'equilibrio indipendenti dai metodi basati sul record strumentale o sulla modellizzazione numerica discussi nei capitoli dedicati rispettivamente all'evidenza osservativa e ai modelli climatici. Le stime di sensibilità climatica derivate dalla combinazione di ricostruzioni di forcing e di temperatura per il Paleocene-Eocene Thermal Maximum, opportunamente corrette per le differenze nella configurazione dei continenti, nella vegetazione e in altri fattori di stato del sistema terrestre su scale temporali geologiche rispetto al presente, producono un intervallo compatibile con quello derivato da altre linee di evidenza, tipicamente nell'ordine di 2,6-4,1°C per raddoppio di $CO_2$, fornendo così una linea di evidenza indipendente che rafforza la convergenza delle diverse metodologie verso l'intervallo probabile di sensibilità climatica riportato dalle valutazioni IPCC AR6.

## Il Ciclo del Carbonio Oceanico e la Chimica degli Oceani

### L'oceano come reservoir di carbonio

Gli oceani terrestri costituiscono il più grande reservoir di carbonio attivo nel sistema climatico, contenendo approssimativamente 38.000 Pg C (petagrammi di carbonio, dove 1 Pg = $10^{15}$ g = 1 gigatonnellata). Per confronto, l'atmosfera contiene circa 870 Pg C (equivalente a 410 ppm di $CO_2$), la biosfera terrestre 500-600 Pg C, e i suoli 1.500-2.400 Pg C. Questo enorme reservoir oceanico gioca un ruolo cruciale nella regolazione della concentrazione atmosferica di $CO_2$ su scale temporali da decenni a millenni.

**Le forme chimiche del carbonio inorganico disciolto**

Il carbonio inorganico disciolto (DIC, Dissolved Inorganic Carbon) nell'acqua marina esiste in tre forme principali in equilibrio chimico:

1. Anidride carbonica disciolta molecolare: $CO_2(aq)$
2. Acido carbonico: $H_2CO_3$
3. Ione bicarbonato: $HCO_3^-$
4. Ione carbonato: $CO_3^{2-}$

Nella pratica, $CO_2(aq)$ e $H_2CO_3$ sono raggruppati insieme e indicati come $[CO_2^*]$, poiché la conversione tra i due è estremamente rapida e $H_2CO_3$ rappresenta solo circa lo 0,2% della somma.

La concentrazione totale di DIC è definita come:

$$[DIC] = [CO_2^*] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$$

Nell'acqua marina superficiale a pH tipico di 8,1, le proporzioni relative sono approssimativamente:

$$[CO_2^*] \approx 1\% \text{ del DIC } [HCO_3^-] \approx 91\% \text{ del DIC } [CO_3^{2-}] \approx 8\% \text{ del DIC}$$

La concentrazione tipica di DIC nell'oceano superficiale è circa 2.000 μmol/kg, mentre nelle acque profonde può raggiungere 2.300-2.400 μmol/kg a causa dell'accumulo di carbonio remineralizzato dalla materia organica affondante.

**Gli equilibri del sistema carbonato**

Il sistema carbonato marino è governato da una serie di reazioni chimiche accoppiate che stabiliscono gli equilibri tra le diverse specie. La prima reazione è la dissoluzione della $CO_2$ gassosa nell'acqua:

$$CO_2(g) \rightleftharpoons CO_2(aq)$$

La legge di Henry descrive la solubilità della $CO_2$:

$$[CO_2(aq)] = K_H \times p_CO_2$$

dove K_H è la costante di Henry e p_$CO_2$ è la pressione parziale di $CO_2$ nell'atmosfera. La costante di Henry dipende fortemente dalla temperatura e dalla salinità. Per acqua marina a salinità S = 35 e temperatura T, può essere approssimata da:

$\ln(K_H) = -58{,}0931 + 90{,}5069(100/T_K) + 22{,}2940 \ln(T_K/100) + S \times [0{,}027766 - 0{,}025888(T_K/100) + 0{,}0050578(T_K/100)^2]$

dove T_K è la temperatura assoluta in kelvin. A T = 25 °C (298,15 K) e S = 35:

$K_H \approx 0{,}034$ mol/(kg·atm)

Questo significa che a p_$CO_2$ = 410 ppm = $410 \times 10^{-6}$ atm:

$[CO_2(aq)] = 0{,}034 \times 410 \times 10^{-6} = 1{,}4 \times 10^{-5}$ mol/kg = 14 μmol/kg

La $CO_2$ disciolta subisce idratazione formando acido carbonico, che si dissocia rapidamente:

$CO_2^* + H_2O \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$

La costante di equilibrio per questa prima dissociazione è:

$K_1 = [H^+][HCO_3^-] / [CO_2^*]$

A 25 °C e S = 35, $K_1 \approx 1{,}0 \times 10^{-6}$ mol/kg. Il $pK_1 = -\log_{10}(K_1) = 6{,}0$.

La seconda dissociazione è:

$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{2-}$

con costante di equilibrio:

$K_2 = [H^+][CO_3^{2-}] / [HCO_3^-]$

A 25 °C e S = 35, $K_2 \approx 9{,}1 \times 10^{-10}$ mol/kg, quindi $pK_2 = 9{,}04$.

Queste costanti variano significativamente con temperatura, pressione e salinità. La dipendenza dalla temperatura è particolarmente rilevante per il ciclo del carbonio. La solubilità della $CO_2$ (K_H) aumenta con la diminuzione della temperatura secondo:

$d \ln(K_H)/dT \approx -\Delta H_{sol}/(RT^2)$

dove $\Delta H_{sol} \approx -23$ kJ/mol è l'entalpia di dissoluzione. Questo implica che:

$(1/K_H)(dK_H/dT) \approx 23.000/(8{,}314 \times 298^2) \approx 0{,}031\ K^{-1}$

ovvero la solubilità aumenta del 3,1% per grado di raffreddamento. Questo effetto termodinamico è responsabile del fatto che le acque fredde delle alte latitudini assorbono $CO_2$ atmosferica, mentre le acque calde tropicali tendono a rilasciarla.

**Il pH marino e l'acidificazione oceanica**

Il pH dell'acqua marina è definito come:

$pH = -\log_{10}[H^+]$

dove $[H^+]$ è l'attività (concentrazione efficace) dello ione idrogeno. La scala del pH comunemente utilizzata per l'acqua marina è la scala "total" che include anche l'effetto degli ioni solfato:

$pH_T = -\log_{10}([H^+] + [HSO_4^-])$

L'oceano superficiale pre-industriale aveva un pH medio di circa 8,17, mentre il valore attuale (2023) è approssimativamente 8,05. Questa diminuzione di 0,12 unità di pH rappresenta un aumento della concentrazione di ioni idrogeno di:

$[H^+]_attuale / [H^+]_pre\text{-}industriale = 10\text{^}(pH_pre - pH_attuale) = 10\text{^}0{,}12 = 1{,}32$

ovvero un incremento del 32% nell'acidità (concentrazione di $H^+$).

La relazione tra $p_CO_2$ atmosferica e pH oceanico può essere derivata dalle equazioni di equilibrio. Combinando le definizioni di K_H, $K_1$ e $K_2$ con le equazioni di bilancio di massa e carica, si ottiene:

$$[H^+] = \sqrt{(K_1 K_H \times p_CO_2 \times [HCO_3^-] / K_2[CO_3^{2-}])}$$

Per un aumento di $p_CO_2$ da 280 ppm (pre-industriale) a 560 ppm (raddoppio), mantenendo alcalinità costante, la variazione approssimativa di pH è:

$$\Delta pH \approx -0{,}3$$

Questo è consistente con proiezioni più dettagliate che prevedono pH oceanico superficiale di circa 7,8 entro il 2100 nello scenario RCP8.5 ad alte emissioni.

L'acidificazione oceanica ha conseguenze profonde per il ciclo del carbonato di calcio. La profondità di saturazione per la calcite e l'aragonite (le due forme cristalline principali del $CaCO_3$) è definita come la profondità alla quale:

$\Omega = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}] / K_sp = 1$

dove K_sp è il prodotto di solubilità. Quando $\Omega < 1$, il carbonato di calcio si dissolve spontaneamente. L'acidificazione riduce $[CO_3^{2-}]$, diminuendo $\Omega$ e causando l'innalzamento della profondità di saturazione (ovvero, rendendola più superficiale).

La profondità di saturazione per l'aragonite nell'Oceano Atlantico è aumentata da circa 2.500 m (epoca pre-industriale) a circa 2.200 m (attuale), una diminuzione di 300 m. Proiezioni per il 2100 suggeriscono ulteriori innalzamenti fino a 500-1.000 m nel Pacifico tropicale in scenari ad alte emissioni.

**La pompa biologica del carbonio**

La pompa biologica trasferisce carbonio dalla superficie oceanica alle profondità attraverso la produzione, affondamento e remineralizzazione della materia organica. Questo processo sequestra carbonio dall'atmosfera su scale temporali che vanno da decenni (per materiale remineralizzato nella termoclina) a millenni (per materiale che raggiunge il fondale abissale).

La produzione primaria netta (NPP, Net Primary Production) nell'oceano globale è stimata in:

NPP_oceano ≈ 50-60 Pg C/anno

Questo flusso è comparabile alla NPP terrestre (≈55-60 Pg C/anno), nonostante la biomassa oceanica totale (≈1-2 Pg C) sia molto inferiore alla biomassa terrestre (≈450-500 Pg C), indicando un turnover molto più rapido della materia organica marina.

Solo una piccola frazione della produzione primaria superficiale riesce ad affondare sotto la zona eufotica. Il flusso di esportazione della materia organica particolata (POC, Particulate Organic Carbon) dalla zona eufotica (tipicamente 100-150 m) è:

Flusso_esport(100m) ≈ 10-12 Pg C/anno

corrispondente a un'efficienza di esportazione (rapporto esportazione/produzione primaria) di:

e_ratio = Flusso_esport / NPP ≈ 0,17-0,20

La remineralizzazione della materia organica nella colonna d'acqua segue approssimativamente una legge di potenza nota come curva di Martin:

Flusso(z) = Flusso($z_0$) × (z/$z_0$)^(-b)

dove $z_0$ = 100 m è la profondità di riferimento e b ≈ 0,86 è l'esponente di Martin (determinato empiricamente da misurazioni con trappole di sedimento). A 1.000 m:

Flusso(1.000m) = Flusso(100m) × (1.000/100)^(-0,86) Flusso(1.000m) = Flusso(100m) × 10^(-0,86) Flusso(1.000m) = Flusso(100m) × 0,138

Quindi circa l'86% del flusso organico viene remineralizzato tra 100 m e 1.000 m, e solo il 14% raggiunge 1.000 m. Il flusso che raggiunge il fondale abissale (≈4.000 m) è tipicamente solo 1-2% del flusso di esportazione.

La remineralizzazione aerobica della materia organica può essere schematizzata dalla reazione:

$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 138\ O_2 \rightarrow 106\ CO_2 + 16\ HNO_3 + H_3PO_4 + 122\ H_2O$

dove la formula di Redfield $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4$ rappresenta la composizione media della materia organica marina con rapporto molare C:N:P = 106:16:1.

Questa reazione consuma 138 moli di $O_2$ per produrre 106 moli di $CO_2$, dando un rapporto $O_2$:$CO_2$ = 138/106 = 1,30. Questo rapporto è confermato dalle osservazioni della correlazione inversa tra [$O_2$] e [DIC] nelle acque profonde.

**La pompa di solubilità del carbonio**

La pompa di solubilità opera attraverso la circolazione termoalina, che trasporta acqua superficiale ricca di $CO_2$ (raffreddatasi e quindi con elevata solubilità) verso le profondità oceaniche, sequestrando carbonio per secoli o millenni fino a quando queste acque ritornano in superficie.

Le principali regioni di formazione di acque profonde sono:

1. **Atlantico Nord**: Formazione di North Atlantic Deep Water (NADW) nel Mare di Labrador, Mare di Norvegia e Mare di Groenlandia. Tasso di formazione: ≈15-20 Sv (Sverdrup, 1 Sv = $10^6$ $m^3/s$).

2. **Oceano Australe**: Formazione di Antarctic Bottom Water (AABW) sulle piattaforme continentali antarctiche. Tasso: ≈10-15 Sv.

Il tempo di residenza medio delle acque profonde oceaniche, definito come:

$\tau_residenza$ = Volume_oceano_profondo / Flusso_formazione

è dell'ordine di 500-1.500 anni. Con un volume oceanico profondo (sotto 1.000 m) di circa 1,0 × $10^9$ $km^3$ e un flusso totale di formazione di ≈25 Sv:

$\tau = (1,0 \times 10^9 \times 10^9\ m^3) / (25 \times 10^6\ m^3/s) = 4,0 \times 10^{10}\ s \approx 1.270$ anni

La differenza di concentrazione di $CO_2$ tra acque superficiali fredde (che affondano) e acque superficiali calde è sostanziale. A parità di alcalinità e DIC, la $p_CO_2$ di equilibrio varia con la temperatura approssimativamente secondo:

$$d \ln(p_CO_2)/dT \approx 0,0423\ K^{-1}$$

Per una differenza di temperatura di 15 °C tra acque polari (0 °C) e tropicali (15 °C):

$p_CO_2(15°C) / p_CO_2(0°C) = \exp(0,0423 \times 15) = \exp(0,635) = 1,89$

Questo significa che, a parità di contenuto di carbonio, l'acqua a 15 °C ha una pressione parziale di $CO_2$ quasi doppia rispetto all'acqua a 0 °C, spiegando perché le regioni polari sono sink netti di $CO_2$ atmosferico mentre le regioni tropicali tendono ad essere sorgenti.

**Il flusso antropogenico di $CO_2$ negli oceani**

Le emissioni antropogeniche di $CO_2$ hanno perturbato profondamente il ciclo del carbonio oceanico. Il flusso netto attuale di $CO_2$ dall'atmosfera agli oceani è stimato in:

Flusso_antropogenico = 2,5-3,0 Pg C/anno (media 2010-2019)

Cumulativamente, dal 1750 al 2019, gli oceani hanno assorbito:

$\int$ Flusso_antropogenico dt ≈ 175 ± 35 Pg C

rappresentando circa il 25-30% delle emissioni totali antropogeniche di $CO_2$ (≈640 Pg C dal 1750 al 2019).

Il flusso di $CO_2$ attraverso l'interfaccia aria-mare è governato dall'equazione:

$F = k \times K_0 \times \Delta p_CO_2$

dove:

- k è la velocità di trasferimento del gas (dipende dalla velocità del vento)
- $K_0$ è la solubilità di $CO_2$ in acqua marina
- $\Delta p_CO_2 = p_CO_2$(aria) - $p_CO_2$(acqua) è la differenza di pressione parziale

La velocità di trasferimento k dipende dalla velocità del vento $U_{10}$ (misurata a 10 m sopra la superficie) secondo la parametrizzazione di Wanninkhof (2014):

$k = 0{,}251 \times U_{10}^2 \times (Sc/660)^{(-0{,}5)}$

dove Sc è il numero di Schmidt per $CO_2$ in acqua marina (Sc ≈ 600 a 20 °C). Per $U_{10}$ = 7 m/s (vento moderato):

$k = 0{,}251 \times 49 \times (600/660)^{(-0{,}5)} = 12{,}3 \times 1{,}05 = 12{,}9$ cm/h

Con $K_0$ ≈ 0,034 mol/(kg·atm) e $\Delta p_CO_2$ = 10 ppm = 10 µatm (sottosaturazione tipica negli oceani attuali):

$F = 12{,}9$ cm/h $\times$ 0,034 mol/(kg·atm) $\times$ 10 $\times$ $10^{-6}$ atm $F = 4{,}4 \times 10^{-6}$ mol/(kg·h) = $1{,}05 \times 10^{-4}$ mol/(kg·giorno)

Con una densità dell'acqua marina di 1.025 kg/m³, questo corrisponde a un flusso areale di:

$F_area = 1{,}05 \times 10^{-4}$ mol/(kg·giorno) $\times$ 1.025 kg/m³ $\times$ 0,1 m $F_area = 1{,}08 \times 10^{-5}$ mol/(m²·giorno) = 3,94 mol/(m²·anno)

Moltiplicando per l'area oceanica ($3{,}61 \times 10^8$ km²) e convertendo in massa di carbonio:

Flusso_globale = 3,94 mol C/(m²·anno) $\times$ $3{,}61 \times 10^{14}$ m² $\times$ 12 g/mol Flusso_globale = $1{,}71 \times 10^{16}$ g C/anno = 17,1 Pg C/anno

Tuttavia, il flusso netto osservato (2,5-3,0 Pg C/anno) è molto inferiore perché questa stima rappresenta il flusso lordo in regioni di sottosaturazione, bilanciato da flussi inversi in regioni di

sovrasaturazione e dalle dinamiche di circolazione oceanica che rimuovono continuamente $CO_2$ dalla superficie.

**La penetrazione del carbonio antropogenico nelle profondità oceaniche**

Il carbonio antropogenico si accumula preferenzialmente nelle acque superficiali e intermedie, con penetrazione limitata nelle acque profonde a causa delle lunghe scale temporali della circolazione termoalina. La concentrazione di carbonio antropogenico [C_ant] può essere stimata attraverso metodi multipli:

1. **Metodo ΔC***: Utilizza la correlazione tra DIC e traccianti conservativi (come $O_2$, nutrienti) per stimare il DIC pre-industriale e calcolare l'aumento.

2. **Metodo dei CFC**: Utilizza i clorofluorocarburi come traccianti di età delle masse d'acqua, permettendo di calcolare quanto $CO_2$ antropogenico possono aver assorbito.

3. **Metodo del $^{14}C$**: Il $^{14}C$ prodotto dai test nucleari atmosferici fornisce un tracciante della penetrazione di carbonio dall'atmosfera.

Le osservazioni mostrano una distribuzione verticale caratteristica del carbonio antropogenico:

Superficie (0-100 m): [C_ant] ≈ 40-60 µmol/kg Acque intermedie (200-1.000 m): [C_ant] ≈ 20-40 µmol/kg
Acque profonde (1.000-3.000 m): [C_ant] ≈ 5-20 µmol/kg Acque abissali (>3.000 m): [C_ant] ≈ 0-10 µmol/kg

La penetrazione è più profonda nell'Atlantico Nord, dove le acque profonde di formazione recente trasportano efficacemente il segnale antropogenico. Nel Pacifico profondo, la penetrazione è minima perché le acque non sono state in contatto con l'atmosfera da secoli.

Il tempo scala per la penetrazione del carbonio antropogenico nelle profondità oceaniche può essere stimato dal modello a scatole:

$\tau_penetrazione = H_oceano / w_verticale$

dove H_oceano ≈ 4.000 m è la profondità media oceanica e w_verticale ≈ 3-5 m/anno è la velocità verticale media associata alla circolazione termoalina:

$\tau = 4.000\ m / 4\ m/anno = 1.000\ anni$

Questo lungo tempo scala implica che, anche se le emissioni cessassero immediatamente, solo una frazione del carbonio antropogenico già nell'atmosfera verrebbe assorbita dagli oceani nel corso dei prossimi secoli. Le simulazioni con modelli del sistema Terra indicano che, dopo cessazione totale delle emissioni, la concentrazione atmosferica di $CO_2$ rimarrebbe elevata (300-400 ppm sopra i livelli pre-industriali) per millenni a causa della lenta cinetica di equilibrazione con le acque profonde oceaniche.

**Il feedback della temperatura sulla solubilità di $CO_2$**

Il riscaldamento degli oceani riduce la solubilità della $CO_2$, creando un feedback positivo che amplifica l'accumulo atmosferico. La sensibilità della solubilità alla temperatura può essere quantificata attraverso la dipendenza termodinamica della costante di Henry:

$$d \ln(K_H)/dT = -\Delta H_{sol}/(RT^2)$$

Con $\Delta H_{sol} = -23.000$ J/mol, $R = 8{,}314$ J/(mol·K) e $T = 288$ K:

$$d \ln(K_H)/dT = -(-23.000)/(8{,}314 \times 288^2) = 0{,}0333\ K^{-1}$$

Questo implica che la solubilità diminuisce del 3,3% per grado di riscaldamento. Per un riscaldamento globale di 3 °C:

$$\Delta K_H/K_H \approx -0{,}033 \times 3 = -0{,}10 = -10\%$$

Una riduzione del 10% nella solubilità, applicata all'intero contenuto di carbonio oceanico, comporterebbe un rilascio potenziale di:

$$\Delta CO_2_atm = 38.000\ Pg\ C \times 0{,}10 \times (flusso_equilibrio/capacità_oceano)$$

Tuttavia, la dinamica reale è più complessa perché:

1. Solo l'oceano superficiale è in equilibrio rapido con l'atmosfera
2. La circolazione oceanica modifica continuamente la distribuzione del carbonio
3. I feedback biologici (produttività) possono parzialmente compensare

Modelli accoppiati oceano-atmosfera stimano che questo feedback della solubilità riduca l'assorbimento oceanico di $CO_2$ antropogenico di circa 10-20% entro il 2100 rispetto a uno scenario senza riscaldamento oceanico.

## La stratificazione oceanica e i suoi effetti sul ciclo del carbonio

La stratificazione verticale dell'oceano, caratterizzata da gradienti pronunciati di temperatura (termoclina) e salinità (aloclina), governa l'efficienza dei processi di mixing verticale e quindi il tasso di sequestro del carbonio antropogenico nelle profondità.

La frequenza di Brunt-Väisälä N quantifica la stabilità stratificata:

$$N^2 = -(g/\rho_0)(d\rho/dz)$$

dove $g = 9{,}81$ m/s² è l'accelerazione gravitazionale, $\rho_0$ è la densità di riferimento e $d\rho/dz$ è il gradiente verticale di densità. Nella termoclina, valori tipici sono:

$$N \approx 0{,}01\text{-}0{,}02\ s^{-1}$$

corrispondenti a un periodo di oscillazione:

$$T = 2\pi/N \approx 300\text{-}600 \text{ s} \approx 5\text{-}10 \text{ minuti}$$

Il riscaldamento superficiale aumenta la stratificazione, riducendo il mixing verticale. La diffusività turbolenta verticale K_v è inversamente correlata alla stratificazione:

$$K_v \propto 1/N^2$$

Osservazioni mostrano che K_v nella termoclina è tipicamente:

$$K_v \approx 10^{-5}\text{-}10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Il tempo scala per il mixing diffusivo attraverso la termoclina (H ≈ 500 m) è:

$$\tau_{diffusion} = H^2 / K_v = (500)^2 / (5 \times 10^{-5}) = 5 \times 10^9 \text{ s} \approx 160 \text{ anni}$$

L'aumento della stratificazione dovuto al riscaldamento può incrementare questo tempo scala, rallentando ulteriormente la penetrazione del carbonio antropogenico e riducendo la capacità di assorbimento oceanico. Proiezioni suggeriscono un aumento del 10-20% nella stratificazione della termoclina entro il 2100 negli scenari ad alte emissioni.

## La Pompa Biologica del Carbonio: Meccanismi ed Efficienza d'Esportazione

Oltre alla pompa di solubilità, governata dall'equilibrio termodinamico tra $CO_2$ atmosferica e disciolta discusso sopra, il ciclo del carbonio oceanico è regolato da una pompa biologica, il cui meccanismo primario è la fissazione fotosintetica del carbonio inorganico disciolto da parte del fitoplancton negli strati superficiali illuminati dell'oceano, seguita dalla parziale esportazione della materia organica prodotta verso l'oceano profondo sotto forma di particelle in affondamento, un processo noto come pompa dei tessuti molli. La frazione della produzione primaria che sfugge alla remineralizzazione, ossia alla decomposizione batterica, negli strati superficiali e raggiunge l'oceano profondo è quantificata dal rapporto di esportazione, tipicamente compreso tra il 10 e il 40 per cento della produzione primaria totale a seconda della struttura della comunità planctonica, con una tendenza delle comunità dominate da organismi di dimensione maggiore, come le diatomee, a produrre rapporti di esportazione più elevati rispetto alle comunità dominate da picoplancton.
La stechiometria di questo processo è descritta, in prima approssimazione, dal rapporto di Redfield, che lega il carbonio, l'azoto e il fosforo incorporati nella materia organica marina in un rapporto molare approssimativamente costante di 106:16:1, un rapporto che permette di collegare quantitativamente il ciclo del carbonio a quello dei nutrienti limitanti e di stimare la produzione esportata a partire dai flussi di nutrienti osservati. L'efficacia complessiva della pompa biologica nel mantenere un gradiente verticale di carbonio inorganico disciolto, con concentrazioni più elevate in profondità rispetto alla superficie, è ciò che permette all'oceano di trattenere una quantità di carbonio dell'ordine di cinquanta volte superiore a quella atmosferica nella configurazione preindustriale; un'eventuale alterazione dell'efficienza della pompa biologica, ad esempio per effetto dei cambiamenti nella struttura comunitaria fitoplanctonica indotti dal riscaldamento e dalla stratificazione crescente discussa nel capitolo dedicato alla produttività primaria, costituisce pertanto un potenziale feedback sul ciclo del carbonio globale la cui direzione e intensità rimangono tra le componenti più incerte dei modelli del sistema Terra.

### La Capacità Tampone Oceanica e il Rallentamento Progressivo dell'Assorbimento di $CO_2$

La capacità dell'oceano di assorbire ulteriore anidride carbonica dall'atmosfera non è costante nel tempo, ma diminuisce progressivamente all'aumentare del carbonio inorganico disciolto già accumulato, un comportamento quantificato dal fattore di Revelle, definito come il rapporto tra la variazione frazionaria della pressione parziale di $CO_2$ oceanica e la corrispondente variazione frazionaria del carbonio inorganico disciolto totale. Il fattore di Revelle nell'oceano contemporaneo assume valori tipicamente compresi tra 9 e 15 a seconda della regione, ed è in aumento sistematico man mano che l'oceano accumula carbonio antropogenico, una conseguenza diretta della chimica dei carbonati marini: l'aggiunta di $CO_2$ all'acqua di mare sposta l'equilibrio di speciazione del carbonio inorganico disciolto verso lo ione bicarbonato a scapito dello ione carbonato, riducendo la capacità tampone residua della soluzione rispetto a ulteriori aggiunte.

Questo comportamento implica che, a parità di ulteriore incremento della concentrazione atmosferica di $CO_2$, la frazione assorbita dall'oceano tenderà a diminuire nel tempo rispetto alla frazione trattenuta in atmosfera, un fenomeno che si aggiunge, senza sostituirsi, al rallentamento cinetico dovuto all'aumento della stratificazione oceanica discusso sopra. Attualmente l'oceano assorbe complessivamente circa il 25-30 per cento delle emissioni antropogeniche annue di $CO_2$, una frazione che le proiezioni dei modelli del ciclo del carbonio indicano in graduale declino nel corso del ventunesimo secolo proprio per effetto della combinazione tra la saturazione chimica descritta dal fattore di Revelle e il rallentamento del rimescolamento verticale indotto dal riscaldamento; questa riduzione dell'efficienza del pozzo oceanico di carbonio costituisce una delle ragioni quantitative per cui il budget di carbonio residuo compatibile con un dato obiettivo di temperatura, discusso nel capitolo dedicato agli scenari di mitigazione, deve essere valutato tramite modelli accoppiati del ciclo del carbonio piuttosto che assumendo una frazione di assorbimento oceanico costante nel tempo.

### Conclusione della Parte 6

Il ciclo del carbonio oceanico rappresenta un componente critico del sistema climatico, con gli oceani che hanno assorbito circa un quarto delle emissioni antropogeniche di $CO_2$. Tuttavia, questo servizio ecosistemico sta causando acidificazione oceanica con conseguenze potenzialmente gravi per gli organismi calcificanti e gli ecosistemi marini. Inoltre, i feedback legati al riscaldamento (riduzione della solubilità, aumento della stratificazione) stanno progressivamente riducendo l'efficienza dell'assorbimento oceanico, accelerando l'accumulo atmosferico di $CO_2$ e amplificando il riscaldamento globale.

## Dinamiche Criosferiche e Meccaniche Glaciali

### La criosfera terrestre: componenti e bilanci di massa

La criosfera, l'insieme delle regioni terrestri dove l'acqua si trova allo stato solido, comprende le calotte glaciali, i ghiacciai montani, il ghiaccio marino, il permafrost, la copertura nevosa stagionale e il ghiaccio lacustre e fluviale. Queste componenti contengono complessivamente

circa 2,65 × $10^7$ km³ di ghiaccio, equivalente a un potenziale innalzamento del livello marino di circa 65 m se completamente fuso.

**Le calotte glaciali: Groenlandia e Antartide**

## Calotta Glaciale Groenlandese

La calotta glaciale groenlandese, seconda per dimensioni solo a quella antartica, copre un'area di circa 1,71 × $10^6$ km² con uno spessore medio di ghiaccio di 1.500 m e massimo di 3.000 m nella regione centrale. Il volume totale è stimato in:

$V_{Groenlandia} = 2{,}85 \times 10^6$ km³

equivalente a un potenziale innalzamento del livello marino di:

$\Delta\zeta = V_{Groenlandia} \times (\varrho_{ghiaccio}/\varrho_{acqua}) / A_{oceano}$ $\Delta\zeta = 2{,}85 \times 10^6$ km³ × (917/1.000) / (3,61 × $10^8$ km²) $\Delta\zeta$ = 7,24 m

Il bilancio di massa superficiale (SMB, Surface Mass Balance) della calotta è dato dalla differenza tra accumulo (principalmente nevicate) e ablazione (fusione superficiale, sublimazione, erosione eolica):

SMB = Accumulo - Ablazione

L'accumulo medio annuale è circa 600 Gt/anno (gigatonnellate), mentre l'ablazione nelle condizioni attuali è circa 500 Gt/anno, dando un SMB positivo di +100 Gt/anno nelle regioni interne. Tuttavia, lungo le coste, l'ablazione supera l'accumulo, producendo SMB negativo.

Il bilancio di massa totale deve includere anche il flusso dinamico di ghiaccio che drena la calotta attraverso ghiacciai e ice streams (correnti di ghiaccio):

dM/dt = SMB - Discharge

dove Discharge rappresenta il flusso di ghiaccio che attraversa la linea di grounding (dove il ghiaccio terrestre inizia a galleggiare formando piattaforme di ghiaccio o si stacca come iceberg).

Le osservazioni satellitari (principalmente GRACE gravimetria e altimetria radar/laser) indicano una perdita netta accelerata:

Periodo 1992-2001: dM/dt = -34 ± 24 Gt/anno Periodo 2002-2011: dM/dt = -215 ± 40 Gt/anno
Periodo 2012-2020: dM/dt = -276 ± 28 Gt/anno

L'accelerazione della perdita di massa è evidente:

$d^2M/dt^2 \approx (-276 - (-34))/(2016 - 1996) = -242/20 = -12{,}1$ Gt/anno²

Questa accelerazione è causata principalmente da tre fattori:

1. **Aumento dell'ablazione superficiale**: Il riscaldamento atmosferico ha aumentato l'estensione e la durata della stagione di fusione. Il numero di giorni con fusione superficiale (temperatura > 0 °C) è aumentato in media di 3-5 giorni per decennio dal 1979. L'evento di fusione estremo del luglio 2012 ha visto fusione superficiale estesa al 98,6% della superficie della calotta, un evento senza precedenti nel periodo strumentale.

2. **Accelerazione dei ghiacciai di sbocco**: Ghiacciai come Jakobshavn Isbræ, Helheim e Kangerdlugssuaq hanno mostrato accelerazione drammatica. Jakobshavn, il ghiacciaio a più rapido movimento, ha quasi raddoppiato la sua velocità da 6,7 km/anno (metà anni '90) a 12,6 km/anno (2012-2013).

3. **Assottigliamento dinamico**: L'accelerazione del flusso causa assottigliamento, riducendo la pressione basale e permettendo ulteriore accelerazione (feedback positivo).

**Calotta Glaciale Antartica**

L'Antartide contiene circa 26,5 × $10^6$ km³ di ghiaccio, equivalente a un potenziale innalzamento marino di:

$\Delta\zeta_\text{Antartide} = 26{,}5 \times 10^6\ \text{km}^3 \times 0{,}917 / (3{,}61 \times 10^8\ \text{km}^2) = 67{,}3\ \text{m}$

La calotta è convenzionalmente divisa in tre regioni principali:

1. **East Antarctic Ice Sheet (EAIS)**: La più grande e stabile, poggia principalmente su un letto roccioso sopra il livello marino. Volume ≈21,7 × $10^6$ km³, equivalente a ≈52 m di innalzamento marino.

2. **West Antarctic Ice Sheet (WAIS)**: Poggia su un letto roccioso prevalentemente sotto il livello marino (configurazione marina), rendendola potenzialmente instabile. Volume ≈3,8 × $10^6$ km³, equivalente a ≈4,3 m di innalzamento marino.

3. **Antarctic Peninsula**: La penisola che si estende verso il Sud America. Volume ≈0,3 × $10^6$ km³, equivalente a ≈0,2 m di innalzamento marino.

Il bilancio di massa totale antartico mostra tendenze regionali molto diverse:

East Antarctic Ice Sheet: Bilancio approssimativamente in equilibrio o leggermente positivo (+5 ± 46 Gt/anno, 2012-2017) West Antarctic Ice Sheet: Perdita accelerata (-94 ± 28 Gt/anno, 2012-2017) Antarctic Peninsula: Perdita (-20 ± 15 Gt/anno, 2012-2017)

Totale Antartide: -109 ± 56 Gt/anno (2012-2017)

L'accelerazione della perdita è particolarmente pronunciata in WAIS:

Periodo 1992-2001: -30 ± 37 Gt/anno Periodo 2002-2011: -83 ± 26 Gt/anno Periodo 2012-2017: -109 ± 56 Gt/anno

**La fisica del flusso glaciale**

Il movimento del ghiaccio all'interno delle calotte è governato dalle leggi della meccanica dei continui applicata a un materiale viscoelastico. Su scale temporali lunghe (anni-secoli), il ghiaccio si comporta come un fluido non-newtoniano che deforma sotto il proprio peso secondo la flow law di Glen:

$\dot{\varepsilon} = A\,\tau^{n}$

dove:

- $\dot{\varepsilon}$ è il tasso di deformazione (strain rate, in $s^{-1}$)
- $\tau$ è lo stress di taglio deviatorico (in Pa)
- A è il parametro di fluenza (fortemente dipendente dalla temperatura)
- n è l'esponente di Glen, tipicamente n = 3

Il parametro di fluenza A dipende dalla temperatura secondo la relazione di Arrhenius:

$A(T) = A_0 \times \exp(-Q/(RT))$

dove:

- $A_0$ è il fattore pre-esponenziale
- Q è l'energia di attivazione (Q ≈ 60 kJ/mol per T < -10 °C, Q ≈ 115 kJ/mol per T > -10 °C)
- R = 8,314 J/(mol·K) è la costante dei gas
- T è la temperatura assoluta

Per ghiaccio a T = -10 °C (263 K):

$A(-10°C) \approx 2{,}4 \times 10^{-24}\ Pa^{-3}\ s^{-1}$

mentre a T = -2 °C (271 K):

$A(-2°C) \approx 1{,}2 \times 10^{-24}\ Pa^{-3}\ s^{-1}$

Il rapporto:

$A(-2°C) / A(-10°C) = \exp[(Q/R) \times (1/263 - 1/271)] \approx \exp[(60.000/8{,}314) \times (0{,}003802 - 0{,}003690)] \approx \exp[7.216 \times 0{,}000112] \approx \exp[0{,}808] \approx 2{,}24$

indicando che il ghiaccio a -2 °C fluisce circa 2,2 volte più rapidamente del ghiaccio a -10 °C sotto lo stesso stress.

La velocità del ghiaccio in una calotta può essere scomposta in due componenti:

$v = v_{deformation} + v_{sliding}$

dove $v_{deformation}$ è la velocità dovuta alla deformazione interna del ghiaccio e $v_{sliding}$ è la velocità di scivolamento basale.

La velocità per deformazione interna può essere calcolata integrando la flow law di Glen attraverso lo spessore del ghiaccio. Per uno spessore H con densità $\rho = 917$ kg/m³ e pendenza superficiale $\alpha$, lo stress di taglio basale è:

$\tau_b = \rho g H \sin(\alpha)$

dove $g = 9{,}81$ m/s². Per $H = 1.000$ m e $\alpha = 0{,}01$ rad (≈0,57°):

$\tau_b = 917 \times 9{,}81 \times 1.000 \times 0{,}01 = 8{,}99 \times 10^4$ Pa ≈ 90 kPa

La velocità superficiale per deformazione interna, assumendo stress costante e A costante, è data dall'integrale:

$v_{surf} = [2A/(n+1)] \times \tau_b^n \times H$

Con $n = 3$, $A = 2{,}4 \times 10^{-24}$ Pa$^{-3}$ s$^{-1}$ e $\tau_b = 90$ kPa:

$v_{surf} = [2 \times 2{,}4 \times 10^{-24} / 4] \times (9 \times 10^4)^3 \times 1.000$ $v_{surf} = 1{,}2 \times 10^{-24} \times 7{,}29 \times 10^{14} \times 1.000$ $v_{surf} = 8{,}75 \times 10^{-7}$ m/s ≈ 27,6 m/anno

Questo valore è tipico per il lento flusso nelle regioni interne delle calotte. Vicino alle coste e nei ghiacciai di sbocco, dove lo stress è maggiore e il ghiaccio più caldo, le velocità possono raggiungere 100-10.000 m/anno.

**Lo scivolamento basale e le ice streams**

Lo scivolamento basale diventa significativo quando la temperatura alla base raggiunge il punto di fusione del ghiaccio sotto pressione. La presenza di acqua liquida alla base riduce drasticamente l'attrito basale, permettendo velocità molto elevate.

Il punto di fusione del ghiaccio diminuisce con la pressione secondo la relazione di Clausius-Clapeyron:

$dT_m/dP = T_m \Delta V / L_f$

dove:

- $T_m$ è la temperatura di fusione
- $\Delta V = V_{liquido} - V_{solido} = (1/1.000 - 1/917)$ m³/kg = $-9{,}05 \times 10^{-5}$ m³/kg
- $L_f = 3{,}34 \times 10^5$ J/kg è il calore latente di fusione

A $T_m = 273{,}15$ K:

$dT_m/dP = 273{,}15 \times (-9{,}05 \times 10^{-5}) / (3{,}34 \times 10^{5}) = -7{,}41 \times 10^{-8}$ K/Pa $= -7{,}41 \times 10^{-2}$ K/MPa

Per una pressione di 10 MPa (corrispondente a circa 1.100 m di ghiaccio):

$\Delta T_m = -7{,}41 \times 10^{-2} \times 10 = -0{,}74$ K

Quindi, alla base di 1.100 m di ghiaccio, il punto di fusione è circa -0,74 °C invece di 0 °C.

La produzione di calore geotermico contribuisce al riscaldamento basale. Il flusso geotermico medio globale è circa 65 mW/m², ma varia significativamente geograficamente. In Antartide occidentale, alcuni settori hanno flussi geotermici elevati (90-120 mW/m²) associati a vulcanismo sub-glaciale.

Il bilancio energetico alla base del ghiaccio è:

$q_{geo} + q_{friction} = q_{conduction} + \varrho L_f(dm/dt)$

dove:

- $q_{geo}$ è il flusso geotermico
- $q_{friction} = \tau_b \times v_{sliding}$ è la dissipazione frizionale
- $q_{conduction}$ è il flusso conduttivo nel ghiaccio
- $dm/dt$ è il tasso di fusione basale

Per $q_{geo} = 70$ mW/m², conducività termica $\lambda = 2{,}1$ W/(m·K) e gradiente termico $dT/dz = 0{,}025$ K/m:

$q_{conduction} = \lambda \times dT/dz = 2{,}1 \times 0{,}025 = 0{,}0525$ W/m² $= 52{,}5$ mW/m²

La differenza:

$q_{fusione} = 70 - 52{,}5 = 17{,}5$ mW/m²

produce un tasso di fusione:

$dm/dt = q_{fusione} / (\rho L_f) = 0{,}0175 / (917 \times 3{,}34 \times 10^{5}) = 5{,}7 \times 10^{-11}$ m/s ≈ 1,8 mm/anno

Questo tasso di fusione basale geotermica è relativamente modesto ma sufficiente a mantenere un film d'acqua basale che lubrifica lo scivolamento.

Le ice streams antarctiche, come le correnti che drenano verso il Ross Ice Shelf, si muovono a velocità di 100-800 m/anno, drenando circa il 90% del flusso di massa della calotta antartica occidentale nonostante occupino solo il 10% dell'area. La loro velocità elevata è possibile grazie alla combinazione di:

1. Sedimenti deformabili alla base che agiscono come lubrificante
2. Geometria favorevole che concentra il flusso

3. Temperatura basale al punto di fusione

**L'instabilità della calotta glaciale marina**

Un aspetto critico per la stabilità delle calotte glaciali è la Marine Ice Sheet Instability (MISI), un meccanismo di feedback positivo che può portare a ritirata irreversibile delle calotte poggianti su letti rocciosi sotto il livello marino.

Il concetto chiave è che il flusso di ghiaccio attraverso la linea di grounding (dove il ghiaccio inizia a galleggiare) dipende dallo spessore del ghiaccio secondo:

$Q = k \times H^{(n+2)}$

dove k è un coefficiente che dipende dalla geometria e dalle proprietà del ghiaccio, e n = 3 è l'esponente di Glen. Quindi:

$Q \propto H^5$

La condizione di galleggiamento (criterio di Archimede) alla linea di grounding richiede:

$\varrho_ghiaccio \times H = \varrho_acqua \times h$

dove h è la profondità dell'acqua (sotto il livello marino). Per $\varrho_ghiaccio = 917$ kg/m³ e $\varrho_acqua = 1.028$ kg/m³:

$H = (1.028/917) \times h = 1{,}121 \times h$

Per un letto roccioso che si approfondisce verso l'interno (retrograde bed slope), un assottigliamento del ghiaccio causa ritirata della linea di grounding verso acque più profonde, dove lo spessore di galleggiamento è maggiore. Questo aumenta lo spessore del ghiaccio alla nuova posizione di grounding, aumentando il flusso $Q \propto H^5$, causando ulteriore assottigliamento e ritirata. Questo feedback positivo costituisce l'instabilità.

Il criterio matematico per l'instabilità può essere espresso in termini del gradiente del letto:

$dh/dx > -0{,}12 \times (\tau_b/\varrho_ghiaccio\ g)$

Per $\tau_b = 100$ kPa:

$dh/dx > -0{,}12 \times (10^5)/(917 \times 9{,}81) = -0{,}12 \times 11{,}1 = -1{,}33$

ovvero, se il letto si approfondisce verso l'interno con gradiente più ripido di -1,33 (ovvero 1,33 m di approfondimento per ogni metro di distanza orizzontale, angolo di ≈53°), la configurazione è instabile.

Molte regioni della West Antarctic Ice Sheet, particolarmente i bacini drenati dai ghiacciai Pine Island e Thwaites, poggiano su letti retrogradi con queste caratteristiche, rendendole

potenzialmente suscettibili a MISI. Osservazioni recenti mostrano che Thwaites Glacier sta già sperimentando ritirata accelerata:

Velocità di ritirata della linea di grounding: Periodo 1992-2011: 0,6 km/anno Periodo 2011-2017: 0,8 km/anno Periodo 2017-2020: 1,2 km/anno

**Il ghiaccio marino artico**

Il ghiaccio marino artico ha subito una delle trasformazioni più drammatiche dell'intero sistema climatico. L'estensione minima estiva (tipicamente raggiunta a settembre) ha mostrato declino precipitoso:

Settembre 1979: $7{,}05 \times 10^6$ km² Settembre 2012: $3{,}39 \times 10^6$ km² (record minimo) Settembre 2023: $4{,}23 \times 10^6$ km²

Media 1981-2010: $6{,}29 \times 10^6$ km² Media 2013-2022: $4{,}39 \times 10^6$ km²

Il declino relativo è:

$\Delta$ Estensione / Estensione_1979 = (4,39 - 7,05) / 7,05 = -0,377 = -37,7%

Il tasso di declino, calcolato per regressione lineare sul periodo 1979-2023, è:

$dA/dt = -78.800 \pm 7.200$ km²/anno = $-12{,}5 \pm 1{,}1$ % per decennio

Estrapolando linearmente (con ovvia cautela dato il comportamento non-lineare atteso):

$A(t) = 7{,}05 \times 10^6 - 78.800 \times (t - 1979)$

L'estensione raggiungerebbe zero (estate ice-free) per:

$$t = 1979 + 7{,}05 \times 10^6 / 78.800 = 1979 + 89{,}5 \approx 2069$$

Tuttavia, modelli più sofisticati che includono feedback non-lineari suggeriscono che estati ice-free (definite come estensione $< 1 \times 10^6$ km²) potrebbero verificarsi già negli anni 2030-2050 in scenari ad alte emissioni.

Oltre alla riduzione dell'estensione, lo spessore del ghiaccio marino è diminuito drasticamente. Lo spessore medio del ghiaccio multiennale (che persiste attraverso l'estate) è diminuito da circa 3,6 m (anni '80) a circa 1,8 m (2010s), una riduzione del 50%.

Il volume totale di ghiaccio marino artico a settembre può essere stimato da:

$V = A \times h_medio$

Settembre 1979: $V \approx 7{,}05 \times 10^6$ km² $\times$ 3,6 m $\approx 2{,}54 \times 10^4$ km³ Settembre 2020: $V \approx 4{,}39 \times 10^6$ km² $\times$ 1,8 m $\approx 0{,}79 \times 10^4$ km³

Riduzione del volume: (2,54 - 0,79) / 2,54 = 0,69 = 69%

**I ghiacciai montani**

I ghiacciai montani e le piccole calotte glaciali (al di fuori di Groenlandia e Antartide) contengono complessivamente circa $0{,}4 \times 10^6$ km³ di ghiaccio, equivalente a 0,4 m di potenziale innalzamento marino. Sebbene questo contributo sia modesto rispetto alle grandi calotte, il loro tasso di perdita relativo è molto più rapido.

Le osservazioni dalla rete mondiale di ghiacciai di riferimento (World Glacier Monitoring Service) mostrano:

Bilancio di massa medio 1980-1990: -0,15 m/anno (equivalente acqua) Bilancio di massa medio 1990-2000: -0,28 m/anno Bilancio di massa medio 2000-2010: -0,54 m/anno Bilancio di massa medio 2010-2019: -0,85 m/anno

Il contributo totale all'innalzamento marino dai ghiacciai montani è:

Periodo 2006-2015: $0{,}61 \pm 0{,}08$ mm/anno Periodo 2010-2019: $0{,}74 \pm 0{,}10$ mm/anno

Regionalmente, le perdite più drammatiche si verificano in:

1. **Alaska**: $-75 \pm 11$ Gt/anno (2006-2015)
2. **Patagonia**: $-21 \pm 6$ Gt/anno
3. **Alpi**: $-3{,}2 \pm 0{,}7$ Gt/anno
4. **Himalaya-Karakoram**: $-16 \pm 11$ Gt/anno (con grande variabilità spaziale)

Il ghiacciaio Fedchenko nel Pamir, lungo 77 km, ha mostrato ritirata del fronte di 1.000 m tra 1928 e 2012, con accelerazione dal 2000. Il ghiacciaio Gangotri nell'Himalaya ha ritirato 850 m tra 1780 e 2001, con tasso attuale di 22 m/anno.

**Il permafrost e il feedback del metano**

Il permafrost, definito come terreno che rimane a temperatura < 0 °C per almeno due anni consecutivi, copre circa $22{,}8 \times 10^6$ km² dell'emisfero Nord (≈24% della superficie terrestre emersa). Contiene enormi quantità di carbonio organico:

Carbonio nel permafrost (0-3 m profondità): ≈1.000 Pg C Carbonio nel permafrost profondo (3-25 m): ≈500 Pg C Totale: ≈1.500 Pg C

Per confronto, l'atmosfera contiene ≈870 Pg C. Il permafrost rappresenta quindi un reservoir di carbonio quasi doppio rispetto all'atmosfera.

Il riscaldamento sta causando degradazione del permafrost:

- Temperatura media del permafrost aumentata di $0{,}29 \pm 0{,}12$ °C tra 2007 e 2016
- Profondità dello strato attivo (active layer) aumentata di $12 \pm 8$ cm in media
- Estensione del permafrost continuo diminuita del $8 \pm 3\%$ tra 1997 e 2017

Lo scongelamento del permafrost può rilasciare carbonio sotto forma di:

1. **$CO_2$**: Dalla decomposizione aerobica della materia organica
2. **$CH_4$**: Dalla decomposizione anaerobica in condizioni sature d'acqua

La sensibilità del rilascio di metano è particolarmente critica dato il GWP elevato del $CH_4$. Studi sulla concentrazione di metano atmosferico mostrano anomalie stagionali crescenti nelle regioni artiche, suggerendo incremento delle emissioni da wetlands termocarstiche (depressioni formate dallo scongelamento del permafrost ricco di ghiaccio).

Il potenziale rilascio cumulativo di carbonio dal permafrost entro il 2100 è stimato in:

Scenario RCP2.6 (mitigazione forte): 50-100 Pg C Scenario RCP8.5 (alte emissioni): 200-300 Pg C

Convertendo in $CO_2$ equivalente (incluso l'effetto del metano):

Scenario RCP8.5: ≈350-500 Pg $CO_2$-equivalente

Questo rappresenterebbe un forcing addizionale di:

$\Delta F = 5{,}35 \times \ln(C_{attuale} + \Delta C) / C_{attuale})$

Con C_attuale = 420 ppm e assumendo 200 Pg C rilasciati come $CO_2$ (equivalente a ≈95 ppm):

$\Delta F = 5{,}35 \times \ln(515/420) = 5{,}35 \times 0{,}203 = 1{,}09\ W/m^2$

Un forcing addizionale di 1 $W/m^2$ dal permafrost costituirebbe circa il 40% del forcing antropogenico totale attuale, rappresentando un feedback estremamente significativo.

## La Dinamica del Flusso Glaciale: Reologia del Ghiaccio e Instabilità delle Calotte Marine

Il ghiaccio glaciale, su scale temporali geologiche, si comporta come un fluido viscoso fortemente non newtoniano, la cui deformazione sotto stress è descritta dalla legge di flusso di Glen, una relazione costitutiva empirica che lega il tasso di deformazione allo stress di taglio applicato attraverso una legge di potenza con esponente n tipicamente prossimo a 3, il che implica che il ghiaccio sia fortemente shear-thinning: un raddoppio dello stress applicato produce un aumento del tasso di deformazione di un fattore circa otto. Il moto delle calotte glaciali e dei ghiacciai risulta dalla combinazione di questa deformazione interna e dello scorrimento basale, quest'ultimo fortemente modulato dalla presenza di acqua di fusione all'interfaccia tra ghiaccio e substrato roccioso o sedimentario, che riduce l'attrito basale e può accelerare significativamente la velocità di flusso, un meccanismo di particolare rilevanza per le porzioni di calotta che scorrono su un substrato al di sotto del livello del mare.
Per le porzioni di calotta glaciale il cui letto roccioso si trova al di sotto del livello del mare e che presentano una pendenza retrograda, ossia che si approfondisce procedendo verso l'interno del continente, la teoria della instabilità delle calotte glaciali marine, nota con l'acronimo inglese Marine Ice Sheet Instability, predice un meccanismo di potenziale ritiro autoalimentato: il flusso

di ghiaccio attraverso la linea di galleggiamento, il punto in cui la calotta smette di poggiare sul substrato e inizia a galleggiare, cresce con una potenza elevata dello spessore del ghiaccio in quel punto, cosicché un arretramento iniziale della linea di galleggiamento verso una zona di substrato più profondo, innescato ad esempio dall'assottigliamento per fusione basale ad opera di acque oceaniche relativamente calde, produce un aumento del flusso di ghiaccio in uscita che a sua volta accelera ulteriormente l'arretramento, un ciclo di retroazione positiva potenzialmente autosufficiente indipendentemente da ulteriori variazioni del forcing climatico esterno. Un meccanismo distinto e più speculativo, la instabilità da collasso delle scogliere di ghiaccio marino, propone che fronti glaciali sufficientemente alti ed esposti possano collassare strutturalmente sotto il proprio peso una volta che la componente galleggiante che li sostiene si sia assottigliata a sufficienza, un meccanismo che rimane oggetto di attivo dibattito scientifico circa la sua rilevanza quantitativa nelle proiezioni dell'innalzamento del livello marino, per l'incertezza sui parametri reologici del ghiaccio alle scale temporali e di stress rilevanti, ma che, se operante, potrebbe contribuire a traiettorie di perdita di massa della calotta antartica occidentale significativamente più rapide di quanto previsto dai soli meccanismi di instabilità marina classica.

## Il Ghiaccio Marino Artico e Antartico: Bilanci Energetici e Traiettorie Divergenti

Il ghiaccio marino artico ha mostrato, nel corso delle ultime quattro decadi di osservazione satellitare continua, un declino sistematico dell'estensione minima di fine estate stimato attorno al 13 per cento per decennio, accompagnato da una riduzione ancora più marcata in termini di volume totale, poiché la transizione da un regime dominato dal ghiaccio pluriennale, più spesso e resiliente, a un regime dominato dal ghiaccio di primo anno, più sottile e vulnerabile alla fusione estiva completa, ha ridotto lo spessore medio della copertura ben oltre quanto rifletta la sola riduzione di estensione areale. Questo declino è sia causa sia conseguenza dell'amplificazione artica discussa nel capitolo dedicato ai meccanismi di retroazione: la progressiva esposizione di superficie oceanica a bassa riflettività al posto del ghiaccio marino ad alta riflettività costituisce essa stessa una manifestazione diretta del feedback albedo-ghiaccio, che opera con particolare intensità nella regione artica anche per la geometria specifica dell'insolazione polare e per la relativa sottigliezza della colonna troposferica alle alte latitudini, che concentra il riscaldamento aggiuntivo in un volume atmosferico più ridotto.

Il ghiaccio marino antartico presenta una traiettoria storicamente divergente rispetto a quella artica, di rilevanza sufficiente da richiedere una trattazione separata: fino al 2015 circa, l'estensione del ghiaccio marino antartico ha mostrato una lieve tendenza positiva su base annuale, un comportamento apparentemente in contraddizione con il riscaldamento globale in atto, che la comunità scientifica ha attribuito a una combinazione di fattori regionali specifici, tra cui l'aumento della stratificazione oceanica superficiale dovuto all'apporto di acqua di fusione dalle piattaforme glaciali circostanti, che favorisce la formazione di ghiaccio superficiale, e cambiamenti nei pattern di vento associati alla variabilità della circolazione atmosferica meridionale, essa stessa influenzata dalla riduzione dell'ozono stratosferico antartico discussa nel capitolo dedicato al forcing radiativo. A partire dal 2016, tuttavia, l'estensione del ghiaccio marino antartico ha subito un brusco e per ora persistente declino, che ha riportato l'estensione minima su valori record al di sotto delle serie storiche, un'inversione di tendenza le cui cause, se riconducibili a una transizione verso un nuovo regime dominato dal riscaldamento oceanico sottosuperficiale piuttosto che a variabilità interna di breve periodo, costituirebbero un segnale di

particolare rilevanza per la stabilità futura delle piattaforme glaciali antartiche discussa altrove in questo trattato, data l'asimmetria fondamentale tra il continente antartico, circondato da oceano e relativamente isolato termicamente dalla Corrente Circumpolare Antartica, e l'oceano artico, circondato da masse continentali e più direttamente esposto al trasporto di calore atmosferico dalle medie latitudini.

### Conclusione della Parte 7

La criosfera terrestre sta subendo trasformazioni rapide e interconnesse in risposta al riscaldamento globale. La perdita accelerata di massa dalle calotte glaciali di Groenlandia e Antartide, il collasso drammatico del ghiaccio marino artico, il ritiro generalizzato dei ghiacciai montani e la degradazione del permafrost rappresentano non solo evidenze inequivocabili del cambiamento climatico in atto, ma anche meccanismi di feedback che amplificano il riscaldamento attraverso riduzione dell'albedo, rilascio di gas serra e modifiche della circolazione oceanica. I processi di instabilità identificati, particolarmente la Marine Ice Sheet Instability in Antartide occidentale, suggeriscono che alcune componenti della criosfera potrebbero trovarsi vicino a soglie critiche oltre le quali cambiamenti irreversibili su scale temporali umane diventano inevitabili.

# Eventi Estremi e Teoria dei Valori Estremi

### La statistica degli eventi estremi nel contesto climatico

Gli eventi meteorologici estremi - ondate di calore, precipitazioni intense, siccità prolungate, cicloni tropicali intensi - rappresentano alcuni degli impatti più visibili e dannosi dei cambiamenti climatici. La loro analisi richiede strumenti statistici specializzati che si discostano dalla statistica classica basata su medie e deviazioni standard, concentrandosi invece sulle code delle distribuzioni di probabilità dove si collocano gli eventi rari ma impattanti.

#### Fondamenti della teoria dei valori estremi

La teoria dei valori estremi (EVT, Extreme Value Theory) fornisce il framework matematico per analizzare il comportamento statistico di massimi e minimi campionari. Il teorema fondamentale della teoria, analogo al teorema del limite centrale per la statistica classica, è il Teorema di Fisher-Tippett-Gnedenko.

**Teorema di Fisher-Tippett-Gnedenko**: Sia $X_1, X_2, ..., X$ una sequenza di variabili aleatorie indipendenti e identicamente distribuite, e sia $M = \max(X_1, ..., X)$ il massimo campionario. Se esistono sequenze di costanti $a > 0$ e $b$ tali che:

$$\lim[n \to \infty] P[(M_n - b_n)/a_n \leq z] = G(z)$$

per una funzione di distribuzione non degenere G(z), allora G deve appartenere a una delle tre famiglie:

**Tipo I - Gumbel** (distribuzioni a decadimento esponenziale): $G(z) = \exp[-\exp(-(z-\mu)/\sigma)]$

dove $\mu$ è il parametro di posizione e $\sigma > 0$ è il parametro di scala.

**Tipo II - Fréchet** (distribuzioni a coda pesante): $G(z) = \exp[-(z/\sigma)^{(-\alpha)}]$ per $z > 0$ $G(z) = 0$ per $z \leq 0$

dove $\alpha > 0$ è il parametro di forma.

**Tipo III - Weibull** (distribuzioni con coda limitata): $G(z) = \exp[-((-z)/\sigma)^{\alpha}]$ per $z < 0$ $G(z) = 1$ per $z \geq 0$

Queste tre famiglie possono essere unificate nella Generalized Extreme Value (GEV) distribution:

$G(z) = \exp\{-[1 + \xi((z-\mu)/\sigma)]^{(-1/\xi)}\}$

definita sull'insieme $\{z: 1 + \xi((z-\mu)/\sigma) > 0\}$, dove:

- $\mu \in \mathbb{R}$ è il parametro di posizione
- $\sigma > 0$ è il parametro di scala
- $\xi \in \mathbb{R}$ è il parametro di forma

Il parametro $\xi$ determina il tipo di distribuzione:

- $\xi = 0$: Gumbel (interpretato come limite $\xi \to 0$)
- $\xi > 0$: Fréchet
- $\xi < 0$: Weibull

La funzione densità di probabilità corrispondente è:

$g(z) = (1/\sigma)[1 + \xi((z-\mu)/\sigma)]^{(-1-1/\xi)} \times \exp\{-[1 + \xi((z-\mu)/\sigma)]^{(-1/\xi)}\}$

**Livelli di ritorno e periodi di ritorno**

Un concetto chiave nell'analisi degli estremi è il livello di ritorno $z$, definito come il valore superato in media una volta ogni $1/p$ anni (dove p è una piccola probabilità). Formalmente:

$P(Z > z) = p$

Per la distribuzione GEV:

$z_p = \mu - (\sigma/\xi)[1 - (-\ln(1-p))^{(-\xi)}]$ per $\xi \neq 0$ $z_p = \mu - \sigma \ln(-\ln(1-p))$ per $\xi = 0$

Il periodo di ritorno T è definito come:

$T = 1/p$

Per un evento con periodo di ritorno di 100 anni:

$p = 0{,}01$ $z_{0{,}01} = \mu - (\sigma/\xi)[1 - (-\ln(0{,}99))^{(-\xi)}]$

Espandendo $\ln(0,99) \approx -0,01005$:

$z_{0,01} = \mu - (\sigma/\xi)[1 - (0,01005)^{(-\xi)}]$

Per $\xi = 0,1$ (coda moderatamente pesante), $\sigma = 5$, $\mu = 30$:

$z_{0,01} = 30 - (5/0,1)[1 - (0,01005)^{(-0,1)}] = 30 - 50[1 - 1,259] = 30 + 50 \times 0,259 = 42,95$

Questo significa che un evento con intensità 42,95 (in unità appropriate) ha probabilità del 1% di essere superato in un dato anno, ovvero ha periodo di ritorno di 100 anni.

Un aspetto critico è che i livelli di ritorno dipendono fortemente dal parametro di forma $\xi$. Per distribuzioni con $\xi > 0$ (Fréchet), gli eventi estremi sono molto più probabili che per $\xi = 0$ (Gumbel). La probabilità di superamento della coda è:

$P(Z > z) \approx (1 + \xi(z-\mu)/\sigma)^{(-1/\xi)}$ per z grande

**Attribuzione probabilistica dei cambiamenti negli estremi**

In un clima cambiante, i parametri della distribuzione GEV non sono costanti ma dipendono dal tempo. Il framework di attribuzione probabilistica quantifica come il riscaldamento globale modifichi la probabilità e l'intensità degli eventi estremi.

Sia $G_0(z)$ la distribuzione GEV nel clima pre-industriale (con parametri $\mu_0$, $\sigma_0$, $\xi_0$) e $G_1(z)$ la distribuzione nel clima attuale (parametri $\mu_1$, $\sigma_1$, $\xi_1$). Per un evento di intensità $z_0$ osservato:

**Rapporto di rischio (Risk Ratio)**:

$RR = P_1(Z > z_0) / P_0(Z > z_0)$

dove $P_1$ e $P_0$ sono calcolate rispettivamente da $G_1$ e $G_0$.

**Frazione attribuibile (Attributable Fraction)**:

$AF = (P_1 - P_0) / P_1 = 1 - 1/RR$

AF rappresenta la frazione della probabilità attuale che è attribuibile al cambiamento climatico antropogenico.

**Esempio numerico - Ondata di calore**:

Consideriamo un'ondata di calore con temperatura massima T_max = 42 °C osservata in una regione. Supponiamo che l'analisi GEV fornisca:

Clima pre-industriale (1850-1900): $\mu_0 = 35$ °C, $\sigma_0 = 3$ °C, $\xi_0 = 0,05$

Clima attuale (2020): $\mu_1 = 37$ °C, $\sigma_1 = 3,2$ °C, $\xi_1 = 0,05$

La probabilità di superamento nel clima pre-industriale:

$P_0(T > 42) = 1 - \exp\{-[1 + 0{,}05((42-35)/3)]^{(-1/0{,}05)}\} = 1 - \exp\{-[1 + 0{,}05 \times 2{,}333]^{(-20)}\} = 1 - \exp\{-[1{,}117]^{(-20)}\} = 1 - \exp\{-0{,}180\} = 1 - 0{,}835 = 0{,}165$

ovvero 16,5%, corrispondente a periodo di ritorno $T_0 = 1/0{,}165 = 6{,}1$ anni.

Nel clima attuale:

$P_1(T > 42) = 1 - \exp\{-[1 + 0{,}05((42-37)/3{,}2)]^{(-20)}\} = 1 - \exp\{-[1 + 0{,}05 \times 1{,}563]^{(-20)}\} = 1 - \exp\{-[1{,}078]^{(-20)}\} = 1 - \exp\{-0{,}324\} = 1 - 0{,}723 = 0{,}277$

ovvero 27,7%, corrispondente a $T_1 = 3{,}6$ anni.

Rapporto di rischio:

$RR = 0{,}277 / 0{,}165 = 1{,}68$

Frazione attribuibile:

$AF = (0{,}277 - 0{,}165) / 0{,}277 = 0{,}404 = 40{,}4\%$

Conclusione: l'ondata di calore è diventata 1,68 volte più probabile a causa del cambiamento climatico, e il 40% della probabilità attuale è attribuibile al riscaldamento antropogenico.

## Ondate di calore: analisi quantitativa delle tendenze

Le ondate di calore rappresentano uno degli impatti più diretti e misurabili del riscaldamento globale. La loro analisi richiede definizioni precise che catturano sia l'intensità che la durata.

**Definizioni e metriche**

Una definizione comunemente utilizzata per ondata di calore è:

**Definizione basata su percentile**: Sequenza di almeno 3 giorni consecutivi con temperatura massima giornaliera T_max superiore al 90° percentile della distribuzione di riferimento (tipicamente 1961-1990) per la stessa data calendariale (± 15 giorni).

La temperatura soglia per il 90° percentile varia spazialmente. Per una stazione con distribuzione normale di T_max con media $\mu = 28$ °C e deviazione standard $\sigma = 4$ °C:

$T_{threshold,90} = \mu + \Phi^{(-1)}(0{,}90) \times \sigma = 28 + 1{,}282 \times 4 = 33{,}13$ °C

dove $\Phi^{(-1)}(0{,}90) = 1{,}282$ è il 90° percentile della distribuzione normale standard.

**Metriche di intensità**:

1. **Heat Wave Magnitude Index daily (HWMId)**: Per ogni giorno i di un'ondata di calore:

   $HWMId_i = T_{max,i} - T_{threshold,90}$

L'intensità totale dell'evento è:

$HWMI = \Sigma_i HWMId_i$

2. **Cumulative Heat**:

   $CH = \Sigma_i (T_{max,i} - T_{ref})$

   dove $T_{ref}$ è una temperatura di riferimento (ad esempio 30 °C).

3. **Excess Heat Factor (EHF)**: Combina l'anomalia rispetto alla climatologia e l'adattamento recente:

   $EHF = EHI_{sig} \times \max(1, EHI_{accl})$

   dove:

   - $EHI_{sig} = (T_{media,3giorni} - T_{climatologia}) / \sigma_{climatologia}$
   - $EHI_{accl} = T_{media,3giorni} - T_{media,30giorni\ precedenti}$

**Tendenze osservate**

L'analisi delle serie temporali di ondate di calore su scala globale rivela tendenze robuste:

**Frequenza**:

Il numero medio annuale di giorni di ondata di calore (definiti come $T_{max} > P90$ della climatologia 1961-1990) è aumentato di:

$\Delta$ Frequenza / $Frequenza_{baseline}$ = +50% a +200% in molte regioni

Per una regione che sperimentava mediamente 10 giorni/anno di ondata di calore nel periodo 1961-1990:

Frequenza attuale (2010-2020) ≈ 15-30 giorni/anno

**Intensità**:

L'intensità media delle ondate di calore, misurata dall'anomalia di temperatura rispetto alla climatologia, è aumentata di:

$\Delta$ Intensità ≈ +0,5 a +2,0 °C

**Durata**:

La durata media delle singole ondate di calore è aumentata di:

$$\Delta \text{ Durata} \approx +1 \text{ a } +3 \text{ giorni}$$

**Periodo di ritorno**:

Eventi che avevano periodo di ritorno di 50 anni nel clima pre-industriale hanno ora periodo di ritorno di:

$$T_\text{attuale} \approx 10\text{-}20 \text{ anni}$$

per molte regioni, rappresentando una riduzione del fattore 2,5-5.

**Meccanismi fisici amplificanti**

L'amplificazione delle ondate di calore eccede la semplice traslazione della distribuzione di temperatura dovuta al riscaldamento medio. Diversi meccanismi contribuiscono:

**1. Feedback suolo-atmosfera**:

Durante condizioni secche, l'energia solare viene convertita in calore sensibile piuttosto che latente (evapotraspirazione), amplificando il riscaldamento. Il rapporto di Bowen β quantifica questa partizione:

$$\beta = H / LE$$

dove H è il flusso di calore sensibile e LE è il flusso di calore latente (E è tasso di evaporazione, $L = 2{,}5 \times 10^6$ J/kg è calore latente).

$$\text{In condizioni normali: } \beta \approx 0{,}5\text{-}1{,}0 \text{ Durante siccità: } \beta \approx 3\text{-}10$$

L'aumento del flusso di calore sensibile riscalda lo strato limite atmosferico:

$$dT/dt = H / (\varrho \, c_p \, h)$$

dove h è l'altezza dello strato limite (tipicamente 1.000-2.000 m). Per H = 300 W/m², ϱ = 1,2 kg/m³, c_p = 1.005 J/(kg·K) e h = 1.500 m:

$$dT/dt = 300 / (1{,}2 \times 1.005 \times 1.500) = 0{,}166 \text{ K/s} \approx 0{,}6 \text{ K/ora}$$

In 10 ore di insolazione:

$$\Delta T = 6 \text{ °C}$$

**2. Modifiche della varianza**:

Oltre allo spostamento della media, alcune regioni mostrano aumento della varianza della temperatura:

$$\sigma^2_\text{attuale} / \sigma^2_\text{baseline} > 1$$

Questo amplia le code della distribuzione, aumentando esponenzialmente la probabilità di estremi. Per una distribuzione normale, se la media aumenta di $\Delta\mu = 2$ °C e la deviazione standard aumenta del 20% (da $\sigma_0 = 4$ °C a $\sigma_1 = 4{,}8$ °C):

Probabilità di T > 40 °C con $\mu_0 = 28$ °C, $\sigma_0 = 4$ °C:

$P_0 = 1 - \Phi((40-28)/4) = 1 - \Phi(3) = 1 - 0{,}9987 = 0{,}0013$

Con $\mu_1 = 30$ °C, $\sigma_1 = 4{,}8$ °C:

$P_1 = 1 - \Phi((40-30)/4{,}8) = 1 - \Phi(2{,}08) = 1 - 0{,}9812 = 0{,}0188$

Rapporto: $P_1/P_0 = 0{,}0188/0{,}0013 = 14{,}5$

Un aumento di 14,5 volte nella probabilità, molto superiore al fattore ≈2-3 atteso dall'aumento della media sola.

**3. Configurazioni di blocco persistenti**:

Pattern meteorologici di blocco (blocking patterns), caratterizzati da anticicloni persistenti, sono associati a ondate di calore prolungate. La frequenza e persistenza dei blocchi mostra tendenze complesse, ma eventi specifici mostrano firme di amplificazione antropogenica.

La persistenza di un pattern di blocco può essere modellata come processo di Markov con probabilità di transizione:

P(blocco giorno t+1 | blocco giorno t) = p_persist P(no blocco giorno t+1 | blocco giorno t) = 1 - p_persist

La durata media del blocco è:

E[Durata] = 1/(1 - p_persist)

Se p_persist aumenta da 0,85 a 0,90:

E[Durata]_old = 1/0,15 = 6,67 giorni E[Durata]_new = 1/0,10 = 10 giorni

Un aumento del 50% nella durata media.

## Precipitazioni estreme e inondazioni

Le precipitazioni intense mostrano tendenze robuste verso l'intensificazione, consistenti con l'aumento della capacità di ritenzione di vapor d'acqua dell'atmosfera secondo Clausius-Clapeyron.

#### La relazione di scaling con la temperatura

La relazione teorica tra intensità di precipitazione e temperatura è data dall'equazione di Clausius-Clapeyron per la pressione di vapor saturo:

$d \ln(e_s) / dT = L_v / (R_v T^2)$

A T = 288 K, questo fornisce:

$d \ln(e_s) / dT \approx 0{,}065\ K^{-1} \approx 6{,}5\%\ K^{-1}$

Empiricamente, le osservazioni mostrano che le precipitazioni estreme scalano a tassi che variano da ≈5% $K^{-1}$ (sub-CC) a ≈15% $K^{-1}$ (super-CC) a seconda della regione e del tipo di evento.

Il scaling sub-CC (< 7% $K^{-1}$) è associato a:

- Limitazioni dinamiche (convergenza di umidità)
- Disponibilità limitata di umidità in atmosfera secca
- Feedback negativi della pioggia sulla temperatura

Il scaling super-CC (> 7% $K^{-1}$) è associato a:

- Intensificazione della convezione profonda
- Feedback positivi latent heat - instabilità
- Efficienza di precipitazione aumentata

La precipitazione massima oraria $P_{max,1h}$ può essere modellata con distribuzione GEV. Analisi per numerose stazioni globali mostrano che il parametro di posizione μ varia con la temperatura media T secondo:

$\mu(T) = \mu_0 \times \exp(\beta \times (T - T_0))$

dove $\beta \approx 0{,}05\text{-}0{,}10\ K^{-1}$. Per $\beta = 0{,}065\ K^{-1}$ (CC scaling) e $\Delta T = 2$ °C:

$\mu(T_0+2) / \mu(T_0) = \exp(0{,}065 \times 2) = \exp(0{,}13) = 1{,}139$

Un aumento del 13,9%, consistente con 7% $K^{-1}$.

**Analisi dei quantili delle precipitazioni**

La precipitazione giornaliera mostra distribuzione altamente asimmetrica, spesso approssimata da distribuzione gamma:

$f(x) = (\beta^\alpha / \Gamma(\alpha)) \times x^{(\alpha-1)} \times \exp(-\beta x)$

dove α è il parametro di forma e β è il parametro di scala. Per precipitazioni giornaliere:

$\alpha \approx 0{,}5\text{-}2{,}0\ \beta \approx 0{,}1\text{-}0{,}5\ mm^{-1}$

Il 99° percentile può essere calcolato numericamente dalla funzione di ripartizione cumulativa:

$P(X \leq x_{99}) = 0{,}99$

Per $\alpha = 1{,}5$ e $\beta = 0{,}15$ $mm^{-1}$, la media è:

$E[X] = \alpha/\beta = 1{,}5/0{,}15 = 10$ mm

e la varianza:

$Var[X] = \alpha/\beta^2 = 1{,}5/(0{,}15)^2 = 66{,}7$ $mm^2$

Il coefficiente di variazione:

$CV = \sqrt{Var} / E = \sqrt{66{,}7} / 10 = 0{,}816$

molto più alto che per temperature (CV ≈ 0,1-0,2), riflettendo la maggiore variabilità intrinseca delle precipitazioni.

**Inondazioni fluviali: statistica e dinamica**

Le inondazioni fluviali sono tra gli eventi estremi più dannosi. La loro analisi combina statistica degli estremi per le precipitazioni con idrologiabackend non lineare.

La portata di picco Q in un bacino idrografico durante eventi piovosi è modellata attraverso la trasformazione pioggia-deflusso. Una semplificazione è il metodo razionale:

$Q_{peak} = C \times I \times A$

dove:

- C è il coefficiente di deflusso ($0 < C < 1$)
- I è l'intensità di precipitazione (mm/h)
- A è l'area del bacino ($km^2$)

Per un bacino urbano ($C = 0{,}7$) di 100 $km^2$ sotto precipitazione intensa $I = 40$ mm/h:

$Q_{peak} = 0{,}7 \times 40$ mm/h $\times 100$ $km^2 = 2.800$ $m^3/s$

(convertendo unità: 1 mm/h su 1 $km^2$ = 278 L/s)

La portata di ritorno per periodo T è legata alla precipitazione di ritorno $I_T$ attraverso questa relazione, ma la non-linearità del sistema idrologico (saturazione del suolo, routing fluviale) complica l'analisi.

La distribuzione di probabilità delle portate di picco annuali è spesso modellata con Log-Pearson Type III o GEV. Per un fiume con:

$\mu = 1.500$ $m^3/s$, $\sigma = 600$ $m^3/s$, $\xi = 0{,}15$

La portata con periodo di ritorno di 100 anni:

$Q_{100} = \mu - (\sigma/\xi)[1 - (-\ln(0{,}99))^{(-\xi)}] = 1.500 - (600/0{,}15)[1 - (0{,}01005)^{(-0{,}15)}] = 1.500 + 4.000 \times 0{,}382 = 3.028\ m^3/s$

## Siccità: indici e dinamiche multi-scala

Le siccità sono caratterizzate da deficit prolungati di precipitazione e/o umidità del suolo su scale temporali da mesi a decenni.

**Standardized Precipitation Index (SPI)**

Lo SPI normalizza le precipitazioni cumulate su una data scala temporale rispetto alla distribuzione di riferimento:

$SPI_k(t) = [P_k(t) - \mu_k] / \sigma_k$

dove $P_k(t)$ è la precipitazione cumulata su k mesi centrati su t, e $\mu_k$, $\sigma_k$ sono media e deviazione standard dalla climatologia.

Categorie di siccità:

- SPI > 2: Estremamente umido
- 1,5 < SPI ≤ 2: Molto umido
- 1 < SPI ≤ 1,5: Moderatamente umido
- -1 < SPI ≤ 1: Normale
- -1,5 < SPI ≤ -1: Moderatamente secco
- -2 < SPI ≤ -1,5: Severamente secco
- SPI ≤ -2: Estremamente secco

Per distribuzione normale, la probabilità di siccità estrema (SPI ≤ -2) è:

$P(Z \le -2) = \Phi(-2) = 0{,}0228 = 2{,}28\%$

corrispondente a circa 1 evento ogni 44 mesi (3,7 anni) per SPI mensile.

**Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI)**

Lo SPEI incorpora l'effetto della temperatura sulla domanda evaporativa:

$SPEI_k(t) = [D_k(t) - \mu_{D,k}] / \sigma_{D,k}$

dove $D_k(t) = P_k(t) - PET_k(t)$ è il deficit idrico climatico e PET è l'evapotraspirazione potenziale.

La PET può essere stimata con la formula di Thornthwaite:

$PET = 16 \times (10T/I)^a$

dove:

- T è la temperatura media mensile (°C)
- I = Σ_i (T_i/5)^1,514 è l'indice termico annuale
- a = 0,49239 + 0,01792 × I - 0,0000771 × I² + 0,000000675 × I³

Per T = 25 °C e I = 120:

PET ≈ 16 × (10 × 25 / 120)^2,25 = 16 × (2,083)^2,25 ≈ 16 × 5,34 = 85,4 mm/mese

Un aumento di temperatura di 2 °C (T = 27 °C) aumenta la PET a:

PET ≈ 16 × (10 × 27 / 120)^2,25 = 16 × (2,25)^2,25 ≈ 16 × 6,42 = 102,7 mm/mese

Incremento: (102,7 - 85,4) / 85,4 = 0,203 = 20,3%

Questo effetto amplifica significativamente la severità delle siccità in un clima più caldo, anche senza cambiamenti nelle precipitazioni.

## Cicloni tropicali: intensità e energetica

I cicloni tropicali rappresentano alcuni dei fenomeni più energetici del sistema climatico. La teoria dell'intensità potenziale (PI, Potential Intensity) sviluppata da Kerry Emanuel fornisce un limite superiore termodinamico all'intensità.

**Teoria della intensità potenziale**

L'intensità potenziale massima (velocità massima del vento V_max) è data da:

$V_{max}^2 = (C_k/C_D) \times (CAPE^*/T_s) \times (T_s - T_o)$

dove:

- $C_k/C_D \approx 0,9$ è il rapporto tra i coefficienti di scambio per entalpia e momentum
- CAPE* è la Convective Available Potential Energy superficiale
- T_s è la temperatura della superficie marina (SST)
- T_o è la temperatura del tropopausa

La CAPE* può essere approssimata da:

$CAPE^* = L_v \times (q^*_s(T_s) - q_b)$

dove q*_s è l'umidità specifica di saturazione alla SST e q_b è l'umidità dell'ambiente.

Per SST = 29 °C (302 K), T_o = -73 °C (200 K):

La pressione di vapor saturo a 29 °C:

$e_s = 6{,}11 \times \exp[(L_v/R_v) \times (1/273 - 1/302)] = 6{,}11 \times \exp[(2{,}5\times10^6/461{,}5) \times (0{,}003663 - 0{,}003311)] = 6{,}11 \times \exp[5.422 \times 0{,}000352] = 6{,}11 \times \exp[1{,}909] = 6{,}11 \times 6{,}75 = 41{,}2$ hPa

Umidità specifica di saturazione:

$$q^*_s = 0{,}622 \times e_s / P_s \approx 0{,}622 \times 41{,}2 / 1.013 = 0{,}0253 = 25{,}3 \text{ g/kg}$$

Per $q_b = 15$ g/kg:

$CAPE^* = 2{,}5 \times 10^6 \times (0{,}0253 - 0{,}015) = 2{,}5 \times 10^6 \times 0{,}0103 = 25.750$ J/kg

Quindi:

$V_{max}^2 = 0{,}9 \times (25.750/302) \times (302\text{-}200) = 0{,}9 \times 85{,}3 \times 102 = 7.828$ m²/s²

$$V_{max} = \sqrt{7.828} = 88{,}5 \text{ m/s} \approx 320 \text{ km/h}$$

Questo valore è consistente con le intensità massime osservate dei cicloni più intensi.

**Sensibilità al riscaldamento**

La dipendenza di $V_{max}$ da SST può essere espressa come:

$dV_{max}/dT_s = (V_{max}/2) \times d \ln(V_{max}^2)/dT_s$

Differenziando l'equazione di PI:

$$d \ln(V_{max}^2)/dT_s \approx (1/T_s) \times [1 + (1/CAPE^*) \times dCAPE^*/dT_s - (1/(T_s - T_o))]$$

Il termine dominante è $dCAPE^*/dT_s$, che scala approssimativamente come Clausius-Clapeyron:

$$dCAPE^*/dT_s \approx CAPE^* \times 0{,}065 \text{ K}^{-1}$$

Sostituendo:

$$d \ln(V_{max}^2)/dT_s \approx (1/302) + 0{,}065 - (1/102) \approx 0{,}0033 + 0{,}065 - 0{,}0098 \approx 0{,}0585 \text{ K}^{-1}$$

Quindi:

$$dV_{max}/dT_s \approx V_{max} \times 0{,}0293 \text{ K}^{-1} \approx 3\% \text{ K}^{-1}$$

Per un riscaldamento di 2 °C:

$$\Delta V_{max} / V_{max} \approx 0{,}03 \times 2 = 0{,}06 = 6\%$$

Le osservazioni satellitari dal 1979 mostrano tendenze coerenti con questa stima teorica, sebbene con grande incertezza dovuta alla variabilità naturale e alle limitazioni dei dati.

### Eventi Composti e Rischi a Cascata: oltre l'Analisi Univariata degli Estremi

Le metodologie di analisi statistica degli eventi estremi discusse nelle sezioni precedenti trattano tipicamente ciascuna variabile climatica, temperatura, precipitazione, vento, in modo separato attraverso distribuzioni univariate quali quella dei valori generalizzati o quella di Pareto generalizzata. Un ambito di ricerca in rapida espansione riconosce tuttavia che una quota rilevante dell'impatto socioeconomico degli eventi climatici estremi deriva dalla concomitanza o dalla successione ravvicinata di più fattori di pericolo, i cosiddetti eventi composti, il cui impatto aggregato eccede tipicamente la semplice somma degli impatti attesi da ciascun fattore considerato isolatamente. Esempi paradigmatici includono la concomitanza di ondate di calore e siccità, in cui la riduzione dell'umidità del suolo, esaurendo il raffreddamento evaporativo superficiale, amplifica ulteriormente il riscaldamento dell'aria sovrastante attraverso il meccanismo di retroazione suolo-atmosfera discusso nel capitolo dedicato al ciclo idrologico, e le inondazioni costiere composte, in cui un'onda di tempesta, precipitazioni intense locali e un'elevata portata fluviale concorrono simultaneamente a un livello idrico che nessuno dei tre fattori produrrebbe isolatamente.

La quantificazione statistica del rischio associato agli eventi composti richiede la modellizzazione esplicita della struttura di dipendenza tra le variabili di pericolo coinvolte, un compito per cui la teoria delle funzioni copula, che permette di separare la modellizzazione delle distribuzioni marginali di ciascuna variabile dalla modellizzazione della loro dipendenza congiunta, si è affermata come strumento metodologico privilegiato nella letteratura più recente. L'evidenza osservativa disponibile suggerisce che la frequenza di alcune combinazioni di eventi composti stia aumentando a un ritmo superiore a quanto implicherebbe la sola evoluzione delle distribuzioni marginali di ciascun fattore, un'indicazione che il cambiamento climatico stia alterando non solo l'intensità e la frequenza dei singoli estremi ma anche la struttura di dipendenza tra di essi, ad esempio rafforzando la correlazione tra anomalie di temperatura e di umidità del suolo nelle regioni di transizione climatica. Questa dimensione composita del rischio si estende inoltre, in una prospettiva di analisi dei sistemi infrastrutturali, a fenomeni di cascata in cui il cedimento di un'infrastruttura critica sotto stress climatico, ad esempio una rete elettrica sovraccaricata durante un'ondata di calore, si propaga ad altri sistemi da essa dipendenti, come gli impianti di pompaggio idrico o i sistemi di raffreddamento ospedalieri, amplificando l'impatto sociale complessivo ben oltre quanto prevedibile dalla sola analisi del pericolo climatico primario.

### Conclusione della Parte 8

La teoria dei valori estremi fornisce il framework matematico rigoroso per quantificare i cambiamenti negli eventi meteorologici estremi. Le evidenze osservative mostrano chiaramente che ondate di calore, precipitazioni intense, siccità e potenzialmente cicloni tropicali stanno subendo modifiche significative in frequenza e intensità, con attribuzione probabilistica che identifica il cambiamento climatico antropogenico come driver dominante per molti di questi cambiamenti. La comprensione quantitativa di questi fenomeni è essenziale per valutare i rischi futuri e informare strategie di adattamento.

# Modelli Climatici e Dinamica dei Fluidi Geofisici

## Fondamenti matematici della modellizzazione climatica

I modelli climatici rappresentano la sintesi computazionale della nostra comprensione fisica del sistema Terra, traducendo le leggi fondamentali della fisica - conservazione di massa, momento ed energia - in sistemi di equazioni differenziali parziali risolte numericamente su griglie tridimensionali che coprono l'intero pianeta.

### Le equazioni primitive dell'atmosfera

Il movimento atmosferico su scala planetaria è governato dalle equazioni di Navier-Stokes per un fluido stratificato comprimibile su una sfera rotante. Nel sistema di coordinate sferiche $(\lambda, \varphi, z)$ dove $\lambda$ è la longitudine, $\varphi$ è la latitudine e $z$ è l'altitudine, le equazioni primitive sono:

**Equazione del momento orizzontale (componente zonale)**:

$$\partial u/\partial t + (u/(a \cos \varphi)) \times \partial u/\partial \lambda + (v/a) \times \partial u/\partial \varphi + w \times \partial u/\partial z - (2\Omega + u/(a \cos \varphi)) \times v \times \sin \varphi + (1/(\rho \times a \times \cos \varphi)) \times \partial p/\partial \lambda = F_u$$

dove:

- $u$ è la velocità zonale (est-ovest)
- $v$ è la velocità meridionale (nord-sud)
- $w$ è la velocità verticale
- $a = 6{,}371 \times 10^6$ m è il raggio terrestre
- $\Omega = 7{,}292 \times 10^{-5}$ rad/s è la velocità angolare di rotazione terrestre
- $\varrho$ è la densità dell'aria
- $p$ è la pressione
- $F_u$ rappresenta forcing e dissipazione (attrito, convezione non risolta)

Il termine $-2\Omega \times v \times \sin \varphi$ è il termine di Coriolis che devia il movimento orizzontale. L'accelerazione di Coriolis alla latitudine $\varphi$ è:

$$a_Coriolis = 2\Omega \times \sin \varphi \times v$$

A $\varphi = 45°$:

$$a_Coriolis = 2 \times 7{,}292 \times 10^{-5} \times 0{,}707 \times v = 1{,}031 \times 10^{-4} \times v$$

Per $v = 10$ m/s:

$$a_Coriolis = 1{,}031 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2 \approx 10^{-4} \text{ g}$$

Questa accelerazione, sebbene piccola rispetto alla gravità, è fondamentale per la dinamica su larga scala, controllando la formazione di vortici ciclonali e anticiclonali.

**Equazione del momento meridionale**:

$$\partial v/\partial t + (u/(a \cos \varphi)) \times \partial v/\partial \lambda + (v/a) \times \partial v/\partial \varphi + w \times \partial v/\partial z + (2\Omega + u/(a \cos \varphi)) \times u \times \sin \varphi + (1/(\rho \times a)) \times \partial p/\partial \varphi = F_v$$

**Approssimazione idrostatica**:

Per moti su scala maggiore di circa 10 km, l'equilibrio verticale è dominato dall'equilibrio idrostatico tra gradiente di pressione verticale e gravità:

$$\partial p/\partial z = -\rho \times g$$

dove $g = 9{,}81\ m/s^2$. Questa approssimazione semplifica enormemente il sistema eliminando onde acustiche ad alta frequenza.

**Equazione di continuità (conservazione della massa)**:

$$\partial \rho/\partial t + (1/(a \cos \varphi)) \times \partial(\rho u)/\partial \lambda + (1/(a \cos \varphi)) \times \partial(\rho v \cos \varphi)/\partial \varphi + \partial(\rho w)/\partial z = 0$$

**Equazione termodinamica**:

$$\partial T/\partial t + (u/(a \cos \varphi)) \times \partial T/\partial \lambda + (v/a) \times \partial T/\partial \varphi + w \times \partial T/\partial z - (\kappa T/p) \times \omega = Q/(c_p)$$

dove:

- T è la temperatura
- $\varkappa = R/c_p = 0{,}286$ è il rapporto gas costante/calore specifico
- $\omega = Dp/Dt$ è la velocità verticale in coordinate di pressione
- Q rappresenta i processi diabatici (riscaldamento radiativo, rilascio di calore latente)
- $c_p = 1.005\ J/(kg \cdot K)$ è il calore specifico a pressione costante

Il termine $-(\varkappa T/p) \times \omega$ rappresenta il riscaldamento/raffreddamento adiabatico durante il movimento verticale. Per aria che sale con $w = 1\ cm/s$ a $T = 288\ K$ e $p = 800\ hPa$:

Convertendo w in ω:

$\omega = -\varrho \times g \times w = -1{,}0\ kg/m^3 \times 9{,}81\ m/s^2 \times 0{,}01\ m/s = -0{,}098\ Pa/s$

Riscaldamento adiabatico:

$$-(\kappa T/p) \times \omega = -(0{,}286 \times 288 / 80.000) \times (-0{,}098) = 1{,}01 \times 10^{-4}\ K/s \approx 8{,}7\ K/giorno$$

Questo raffreddamento adiabatico durante l'ascesa è fondamentale per la formazione di nubi e precipitazioni.

**Equazione di stato**:

$p = \varrho \times R \times T$

dove $R = 287\ J/(kg \cdot K)$ è la costante specifica dei gas per aria secca.

**Discretizzazione numerica**

Le equazioni primitive costituiscono un sistema accoppiato di equazioni differenziali parziali non-lineari che non ammettono soluzioni analitiche generali. La soluzione numerica richiede discretizzazione spaziale e temporale.

**Discretizzazione spaziale**:

Lo spazio viene diviso in una griglia tridimensionale. I modelli globali utilizzano tipicamente:

- Griglia latitudine-longitudine regolare: $\Delta\lambda \times \Delta\varphi$
- Griglia spettrale: espansione in armoniche sferiche
- Griglia cubo-sfera: proiezione su un cubo
- Griglia icosaedrica: triangolazione della sfera

Per un modello con risoluzione orizzontale di 1° (circa 100 km all'equatore):

Numero di punti griglia orizzontali: 360 × 180 = 64.800 Numero di livelli verticali: tipicamente 30-100 Punti griglia totali: ≈2-6 × $10^6$

Le variabili prognostiche (u, v, T, p, q) sono memorizzate su questa griglia.

**Discretizzazione temporale**:

L'integrazione temporale utilizza schemi di differenze finite. Per l'equazione:

$$\partial u/\partial t = F(u, x, t)$$

lo schema leapfrog è comunemente utilizzato:

$$u(t+\Delta t) = u(t-\Delta t) + 2\Delta t \times F(u(t), x, t)$$

Il passo temporale $\Delta t$ è limitato dalla condizione di stabilità CFL (Courant-Friedrichs-Lewy):

$$\Delta t \leq \Delta x / |u_{max}|$$

Per $\Delta x = 100$ km e $u_{max} = 50$ m/s (jet stream):

$$\Delta t \leq 100.000 \text{ m} / 50 \text{ m/s} = 2.000 \text{ s} \approx 33 \text{ minuti}$$

I modelli operazionali usano tipicamente $\Delta t = 10$-$30$ minuti per l'atmosfera.

**Il trasferimento radiativo**

Il calcolo dei flussi radiativi (solare in entrata e infrarosso in uscita) è uno dei componenti computazionalmente più costosi dei modelli climatici. L'equazione di trasferimento radiativo per intensità specifica $I_\lambda$ alla lunghezza d'onda $\lambda$ è:

$$dI_\lambda/ds = -k_\lambda \times \varrho \times I_\lambda + k_\lambda \times \varrho \times B_\lambda(T)$$

dove:

- s è la coordinata lungo il raggio
- k_λ è il coefficiente di assorbimento/emissione
- B_λ(T) è la funzione di Planck

Per un'atmosfera piana stratificata, usando z come coordinata verticale:

$\mu \times dI_\lambda/dz = -k_\lambda \times \varrho \times I_\lambda + k_\lambda \times \varrho \times B_\lambda(T)$

dove $\mu = \cos \theta$ è il coseno dell'angolo zenitale.

La funzione di Planck per radiazione termica è:

$B_\lambda(T) = (2hc^2/\lambda^5) \times 1/[\exp(hc/(\lambda k_B T)) - 1]$

dove:

- $h = 6{,}626 \times 10^{-34}$ J·s è la costante di Planck
- $c = 2{,}998 \times 10^8$ m/s è la velocità della luce
- $k_B = 1{,}381 \times 10^{-23}$ J/K è la costante di Boltzmann

A $\lambda = 10$ μm e $T = 288$ K:

$hc/(\lambda k_B T) = (6{,}626 \times 10^{-34} \times 2{,}998 \times 10^8) / (10 \times 10^{-6} \times 1{,}381 \times 10^{-23} \times 288) = 1{,}985 \times 10^{-25} / 3{,}977 \times 10^{-26} = 4{,}99$

$B_\lambda = (2 \times 6{,}626 \times 10^{-34} \times (2{,}998 \times 10^8)^2) / (10^{-5})^5 \times 1/(e^{4{,}99} - 1) = 1{,}191 \times 10^{13} \times 1/146{,}9 = 8{,}11 \times 10^{10}$ W/(m² sr m)

Integrando su tutte le lunghezze d'onda si ottiene la legge di Stefan-Boltzmann:

$$\int B_\lambda \, d\lambda = \sigma T^4$$

Il calcolo dei flussi radiativi richiede integrazione su migliaia di lunghezze d'onda e linee spettrali dei gas serra. Per efficienza computazionale, i modelli utilizzano tecniche di band averaging e rappresentazioni parameterizzate come il metodo dei k-correlati.

**Parametrizzazione dei processi sub-griglia**

Molti processi fisici rilevanti per il clima operano su scale spaziali inferiori alla risoluzione della griglia e devono essere parametrizzati, ovvero rappresentati come funzioni delle variabili di griglia risolte.

**Convezione**:

La convezione cumuliforme ha scale tipiche di 1-10 km, irrisolvibili nei modelli globali. Gli schemi di parametrizzazione convettiva si basano su criteri di instabilità e closure assumptions.

Lo schema di Arakawa-Schubert usa un ensemble di nubi con diverse intensità di updraft. La frazione di massa convettiva M_c è determinata da un'equazione di quasi-equilibrio:

$$\partial A/\partial t + M_c \times \partial A/\partial z = 0$$

dove A è una misura dell'energia potenziale convettiva disponibile (CAPE):

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \times (T_{parcella} - T_{ambiente})/T_{ambiente}\, dz$$

dove LFC è il Level of Free Convection e EL è l'Equilibrium Level.

Per un profilo atmosferico instabile con CAPE = 2.000 J/kg e tempo scala convettivo $\tau_{conv}$ = 1 ora:

$$M_c \approx CAPE / (g \times H \times \tau_{conv})$$

dove H ≈ 5.000 m è l'altezza caratteristica:

$M_c = 2.000 / (9{,}81 \times 5.000 \times 3.600) = 1{,}13 \times 10^{-5}$ kg/(m² s)

**Turbolenza dello strato limite**:

Lo strato limite atmosferico (tipicamente 500-2.000 m di spessore) contiene turbolenza su scale di metri a centinaia di metri. La parametrizzazione utilizza teoria della similarità o chiusura TKE (Turbulent Kinetic Energy).

L'equazione prognostica per TKE (e):

$$\partial e/\partial t + U \times \nabla e = (g/\theta_v) \times w'\theta'_v - u'w' \times \partial U/\partial z - v'w' \times \partial V/\partial z + \partial/\partial z[K_e \times \partial e/\partial z] - \varepsilon$$

dove:

- $e = (1/2)(u'^2 + v'^2 + w'^2)$ è la TKE
- $w'\theta'_v$ è il flusso turbolento di galleggiamento
- u'w', v'w' sono i flussi turbolenti di momento
- $K_e$ è la diffusività per TKE
- ε è la dissipazione

La lunghezza di mixing di Prandtl $l_m$ governa la scala dei vortici turbolenti:

$$l_m = \kappa z / [1 + \kappa z/\lambda]$$

dove κ = 0,4 è la costante di von Kármán e λ ≈ 50-100 m è una lunghezza caratteristica.

A z = 100 m con λ = 80 m:

$l_m = 0{,}4 \times 100 / [1 + 0{,}4 \times 100/80] = 40 / 1{,}5 = 26{,}7$ m

Il coefficiente di scambio turbolento:

$K_m = l_m^2 \times |\partial U/\partial z|$

Per $|\partial U/\partial z| = 0{,}01\ s^{-1}$:

$K_m = (26{,}7)^2 \times 0{,}01 = 7{,}13\ m^2/s$

**Microfisica delle nubi**:

I processi microfisici (condensazione, evaporazione, coalescenza, glaciazione) sono parametrizzati attraverso schemi che seguono l'evoluzione delle distribuzioni dimensionali delle gocce e cristalli.

L'equazione per il mixing ratio dell'acqua liquida $q_l$ è:

$\partial q_l/\partial t = C - E - A$

dove:

- C è il tasso di condensazione
- E è il tasso di evaporazione
- A è il tasso di auto-conversione in pioggia

Il tasso di auto-conversione segue tipicamente:

$A = k_{auto} \times (q_l - q_{l,threshold})^2$

dove $k_{auto} \approx 10^{-3}\ s^{-1}$ e $q_{l,threshold} \approx 0{,}5$ g/kg.

Per una nube con $q_l = 1{,}0$ g/kg:

$A = 10^{-3} \times (1{,}0 - 0{,}5)^2 = 2{,}5 \times 10^{-4}\ s^{-1}$

Tempo scala: $\tau = 1/A = 4.000\ s \approx 67$ minuti

## Architettura dei modelli del sistema Terra

I modelli climatici moderni sono sistemi accoppiati che integrano componenti multiple:

**1. Modello Atmosferico Generale (AGCM)**:

- Equazioni primitive 3D
- Risoluzione tipica: 50-200 km orizzontale, 30-100 livelli verticali
- Parametrizzazioni: radiazione, convezione, nubi, turbolenza

**2. Modello Oceanico Generale (OGCM)**:

- Equazioni primitive per oceano (simili all'atmosfera ma con approssimazione di Boussinesq)
- Risoluzione tipica: 50-100 km orizzontale, 30-60 livelli verticali
- Include: dinamica delle correnti, mixing verticale/orizzontale, termoalina

**3. Modello del Ghiaccio Marino**:

- Equazioni di conservazione per concentrazione, spessore, velocità
- Reologia visco-plastica per la dinamica del ghiaccio
- Termodinamica: crescita, fusione, ridistribuzione

**4. Modello della Superficie Terrestre**:

- Bilancio energetico e idrologico del suolo
- Vegetazione dinamica o prescritta
- Cicli biogeochimici (carbonio, azoto)

**5. Modello del Ghiaccio Continentale** (nei modelli più avanzati):

- Dinamica delle calotte (equazione di Glen)
- Bilancio di massa superficiale
- Calving e interazione con oceano

**Accoppiamento dei componenti**

I componenti sono accoppiati attraverso lo scambio di flussi alle interfacce:

**Atmosfera ↔ Oceano**:

- Atmosfera → Oceano: stress del vento τ, flussi di calore (sensibile H, latente LE, radiativo R), precipitazione P, evaporazione E
- Oceano → Atmosfera: SST, correnti superficiali

Il flusso di momento è:

$\tau = \varrho_aria \times C_D \times |u_10| \times u_10$

dove $C_D \approx 1{,}3 \times 10^{-3}$ è il coefficiente di drag e $u_{10}$ è il vento a 10 m. Per $u_{10} = 10$ m/s:

$\tau = 1{,}2 \times 1{,}3 \times 10^{-3} \times 10 \times 10 = 0{,}156\ \mathrm{N/m^2}$

**Superficie ↔ Atmosfera**:

- Superficie → Atmosfera: temperatura superficiale T_surf, albedo α, rugosità z_0

- Atmosfera → Superficie: radiazione (SW↓, LW↓), precipitazione, temperatura aria

Il coefficiente di scambio per calore sensibile:

$C_H = \kappa^2 / [\ln(z/z_0) \times \ln(z/z_H)]$

dove $z_H$ è la rugosità per il calore. Per $z = 10$ m, $z_0 = 0{,}01$ m, $z_H = 0{,}001$ m:

$C_H = 0{,}16 / [\ln(1.000) \times \ln(10.000)] = 0{,}16 / [6{,}91 \times 9{,}21] = 2{,}51 \times 10^{-3}$

Il flusso di calore sensibile:

$H = \rho \times c_p \times C_H \times u \times (T_{surf} - T_{aria})$

Per $u = 5$ m/s e $\Delta T = 5$ K:

$H = 1{,}2 \times 1.005 \times 2{,}51 \times 10^{-3} \times 5 \times 5 = 75{,}8$ W/m²

## Valutazione e validazione dei modelli

La validazione dei modelli climatici è un processo multi-faceted che confronta simulazioni con osservazioni attraverso metriche diverse.

### Climatologia media

I modelli devono riprodurre la climatologia media osservata (temperature, precipitazioni, circolazione). La metrica RMSE (Root Mean Square Error) quantifica gli errori:

$$RMSE = \sqrt{[(1/N) \times \Sigma_i (M_i - O_i)^2]}$$

dove $M_i$ sono i valori del modello e $O_i$ le osservazioni. Per temperatura superficiale globale, i modelli CMIP6 hanno tipicamente:

$$RMSE_T \approx 1\text{-}2\ ^\circ C$$

Questo può sembrare grande, ma riflette principalmente errori sistematici locali (ad esempio topografia non risolta) piuttosto che errori nel bilancio energetico globale.

### Variabilità interannuale

La capacità di riprodurre modi di variabilità naturale come ENSO (El Niño-Southern Oscillation) è testata attraverso analisi spettrale. Il periodo dominante di ENSO è 2-7 anni.

La potenza spettrale della variabilità di SST nel Pacifico equatoriale tropicale può essere analizzata con trasformata di Fourier:

$P(f) = |FFT(SST(t))|^2$

I modelli devono mostrare un picco nella banda 2-7 anni con ampiezza comparabile alle osservazioni.

**Sensibilità climatica**

La ECS e TCR sono metriche fondamentali. Per CMIP6, il range multi-modello è:

ECS: 1,8-5,6 °C (intervallo del 90%) TCR: 1,2-2,8 °C

La distribuzione mostra coda verso valori alti, con alcuni modelli che raggiungono ECS > 5 °C. Questo range rappresenta incertezze strutturali nei modelli (principalmente nei feedback delle nuvole).

**Pattern di riscaldamento**

La distribuzione spaziale del riscaldamento proiettato deve essere consistente con i vincoli fisici e le osservazioni preliminari:

- Amplificazione artica: fattore 2-4
- Maggiore riscaldamento su continenti che su oceani
- Riscaldamento troposferico superiore ai tropici

Il pattern correlation r tra modello M e osservazioni O:

$$r = \Sigma_i[(M_i - \bar{M}) \times (O_i - \bar{O})] / [\sqrt{(\Sigma_i(M_i - \bar{M})^2)} \times \sqrt{(\Sigma_i(O_i - \bar{O})^2)}]$$

Valori tipici per trend di temperatura 1979-2020: $r \approx 0{,}85\text{-}0{,}95$.

## Proiezioni climatiche future

Le proiezioni future dipendono criticamente dagli scenari di emissioni future. L'IPCC utilizza Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) che coprono un range di futures plausibili.

**Scenari SSP**

**SSP1-1.9** (scenario di mitigazione molto forte):

- Emissioni $CO_2$: picco ≈2025, poi declino rapido
- Emissioni cumulative 2020-2100: ≈500 Pg C
- Forcing radiativo 2100: ≈1,9 W/m²
- Proiezione temperatura 2081-2100: +1,0 a +1,8 °C rispetto a 1850-1900

**SSP1-2.6** (mitigazione forte):

- Emissioni $CO_2$: picco ≈2050, poi declino graduale
- Emissioni cumulative: ≈1.000 Pg C
- Forcing 2100: ≈2,6 W/m²
- Temperatura 2081-2100: +1,3 a +2,4 °C

**SSP2-4.5** (scenario intermedio):

- Emissioni $CO_2$: crescita moderata fino 2050, poi stabilizzazione
- Emissioni cumulative: ≈2.000 Pg C
- Forcing 2100: ≈4,5 W/m²
- Temperatura 2081-2100: +2,1 a +3,5 °C

**SSP5-8.5** (alte emissioni):

- Emissioni $CO_2$: crescita sostenuta tutto il secolo
- Emissioni cumulative: ≈3.500 Pg C
- Forcing 2100: ≈8,5 W/m²
- Temperatura 2081-2100: +3,3 a +5,7 °C

**Impegno climatico e irreversibilità**

Anche con cessazione immediata delle emissioni, una frazione sostanziale del riscaldamento persiste per secoli a causa dell'inerzia termica oceanica e della lunga vita atmosferica della $CO_2$.

La componente committed warming (riscaldamento già impegnato) può essere stimata da:

$\Delta T_{committed} = \Delta T_{realizzato} \times TCR/ECS$

Con $\Delta T_{realizzato}$ = 1,2 °C (attuale), TCR = 1,8 °C e ECS = 3,0 °C:

$\Delta T_{committed} = 1,2 \times 3,0/1,8 = 2,0$ °C

Questo suggerisce che, anche arrestando tutte le emissioni oggi, il pianeta si riscalderebbe ulteriormente di circa 0,8 °C nei prossimi secoli.

Il budget di carbonio rimanente per limitare il riscaldamento a 1,5 °C o 2,0 °C può essere calcolato dalla relazione lineare approssimativa tra emissioni cumulative e temperatura:

$\Delta T = TCRE \times E_{cumulative}$

dove TCRE (Transient Climate Response to Cumulative Emissions) ≈ 0,45 °C per 1.000 Pg C.

Per $\Delta T_{target}$ = 1,5 °C e $\Delta T_{attuale}$ = 1,2 °C:

$\Delta T_{residuo}$ = 0,3 °C

$E_{rimanente} = 0,3 / 0,00045 = 667$ Pg C ≈ 2.450 Pg $CO_2$

Al tasso di emissioni attuale (≈40 Pg $CO_2$/anno):

Tempo residuo = 2.450 / 40 ≈ 61 anni (fino al 2085 circa)

Tuttavia, questo calcolo è altamente sensibile alle assunzioni su feedback e emissioni non-$CO_2$.

## Metodi Bayesiani ed Ensemble nella Quantificazione dell'Incertezza Climatica

La quantificazione rigorosa dell'incertezza nelle proiezioni climatiche si fonda in larga misura sull'analisi di insiemi multi-modello, in cui decine di modelli del sistema Terra sviluppati da centri di ricerca indipendenti, coordinati attraverso iniziative quali il Coupled Model Intercomparison Project, vengono forzati con scenari di emissione comuni e le cui proiezioni vengono analizzate collettivamente. Un problema metodologico di rilievo, ampiamente discusso nella letteratura specialistica, è che tale insieme costituisce un cosiddetto ensemble of opportunity, ossia una collezione di modelli disponibili piuttosto che un campionamento statisticamente disegnato dello spazio delle possibili strutture di modello, con la conseguenza che alcuni modelli condividono componenti di codice, parametrizzazioni fisiche o addirittura interi sottomoduli con altri modelli dello stesso lignaggio istituzionale, introducendo una dipendenza statistica tra i membri dell'ensemble che, se non corretta, porta a sottostimare l'incertezza strutturale complessiva attribuendo un peso implicito eccessivo alle famiglie di modelli più numerose.

Per affrontare questo problema, la comunità scientifica ha sviluppato schemi di ponderazione dei modelli che combinano una componente basata sulla performance, che assegna maggior peso ai modelli che riproducono più fedelmente il clima storico osservato, e una componente basata sull'indipendenza, che penalizza i modelli geneticamente affini ad altri già presenti nell'ensemble, un approccio riconducibile al più generale quadro della media bayesiana di modelli, in cui le proiezioni di ciascun modello vengono pesate secondo una probabilità posteriore derivata dal loro accordo con le osservazioni. Un secondo strumento metodologico di crescente rilevanza è costituito dai vincoli emergenti, che sfruttano relazioni statistiche robuste, osservate attraverso l'ensemble di modelli, tra una quantità osservabile nel clima presente, quale ad esempio la variabilità interannuale della temperatura tropicale o le proprietà delle nubi marine di strato limite, e una quantità di interesse proiettivo non direttamente osservabile, quale la sensibilità climatica all'equilibrio; la posizione del valore osservato lungo questa relazione emergente permette di restringere l'intervallo plausibile della quantità proiettiva ben oltre quanto suggerito dalla sola dispersione grezza dell'ensemble, un metodo che ha contribuito significativamente al restringimento dell'intervallo di sensibilità climatica riportato dalle valutazioni IPCC più recenti rispetto alle valutazioni precedenti. Distinta da entrambi questi approcci è la tecnica degli ensemble a parametri perturbati, in cui un singolo modello viene eseguito ripetutamente variando sistematicamente i parametri delle sue parametrizzazioni sub-griglia entro intervalli plausibili, un disegno sperimentale che permette di isolare il contributo dell'incertezza parametrica, distinto da quello dell'incertezza strutturale tra modelli differenti, alla dispersione complessiva delle proiezioni.

## Il Downscaling Regionale: Metodi Statistici e Dinamici per la Proiezione Climatica Locale

I modelli climatici globali discussi nelle sezioni precedenti operano tipicamente con una risoluzione orizzontale dell'ordine di 100-250 chilometri, una scala spaziale adeguata alla rappresentazione della circolazione atmosferica su larga scala ma insufficiente a risolvere esplicitamente i processi che governano il clima a scala regionale e locale, quali la topografia montuosa, la distribuzione costiera dettagliata e la convezione temporalesca di mesoscala, tutti fattori di primaria importanza per le applicazioni di valutazione degli impatti e di pianificazione dell'adattamento discusse in altra parte di questo trattato. Il downscaling dinamico affronta

questo limite annidando, all'interno del dominio o ai margini del dominio di un modello climatico globale, un modello climatico regionale a risoluzione più elevata, tipicamente 10-50 chilometri, che risolve esplicitamente i processi a mesoscala all'interno di un'area geografica limitata, ricevendo le condizioni al contorno dal modello globale; questo approccio, coordinato su scala internazionale attraverso iniziative quali il progetto CORDEX, preserva la coerenza fisica interna della simulazione ma eredita inevitabilmente i bias sistematici del modello globale che fornisce le condizioni al contorno, oltre a comportare un costo computazionale sostanziale che ne limita tipicamente l'applicazione a domini regionali circoscritti e a un numero limitato di scenari.
Il downscaling statistico costituisce un approccio alternativo, computazionalmente assai meno oneroso, che sfrutta relazioni statistiche empiriche, stimate sul periodo storico, tra variabili climatiche a grande scala ben simulate dai modelli globali e variabili climatiche locali di interesse, attraverso tecniche che includono funzioni di trasferimento statistico, metodi di classificazione per tipi di circolazione atmosferica e generatori stocastici di serie meteorologiche giornaliere calibrati sulle statistiche osservate. Un passaggio metodologicamente distinto ma spesso combinato con il downscaling propriamente detto è la correzione del bias, che rimappa la distribuzione statistica simulata di una variabile climatica locale su quella osservata storicamente, una procedura essenziale prima dell'uso diretto delle proiezioni climatiche come input per modelli di impatto settoriale quali quelli idrologici o agronomici. La limitazione fondamentale di entrambi gli approcci statistici risiede nell'assunzione di stazionarietà, ossia nell'ipotesi che la relazione statistica calibrata sul clima storico rimanga valida anche in un clima futuro sostanzialmente alterato, un'assunzione la cui validità non può essere verificata direttamente e che costituisce una fonte di incertezza strutturale distinta, e generalmente non quantificata esplicitamente, rispetto alle fonti di incertezza discusse per l'ensemble multi-modello globale.

## Limiti e incertezze della modellizzazione

Nonostante i progressi enormi, i modelli climatici presentano limiti e incertezze che devono essere riconosciuti:

**1. Incertezze strutturali**: Diversi modelli implementano parametrizzazioni diverse, producendo spread nelle proiezioni. Il range inter-modello per ECS (1,8-5,6 °C) riflette principalmente incertezze nei feedback delle nuvole.

**2. Limitazioni computazionali**: La risoluzione spaziale (50-200 km) è insufficiente per risolvere esplicitamente molti processi rilevanti (convezione, topografia, correnti oceaniche di mesoscala).

**3. Accoppiamenti mancanti**: Alcuni processi (dinamica delle calotte, cicli biogeochimici completi, aerosol interattivi) sono rappresentati in modo semplificato o assenti.

**4. Validazione limitata**: Le proiezioni a lungo termine (>2100) sono difficili da validare con dati storici brevi (≈150 anni).

Tuttavia, la concordanza tra:

- Fisica fondamentale (trasferimento radiativo, termodinamica)
- Evidenze paleoclimatiche (sensibilità da cicli glaciali)
- Osservazioni moderne (trend, pattern, attribuzione)
- Proiezioni modellistiche indipendenti

fornisce forte confidenza nelle proiezioni qualitative (direzione e ordine di grandezza dei cambiamenti) anche se l'incertezza quantitativa rimane significativa.

I modelli climatici, nonostante le loro complessità e limitazioni, rappresentano la sintesi più completa della nostra comprensione del sistema climatico. Basati su principi fisici fondamentali e validati contro osservazioni multiple, questi strumenti forniscono le proiezioni quantitative essenziali per valutare i rischi futuri e informare le decisioni di mitigazione e adattamento. Il Volume I ha fornito una trattazione approfondita dei fondamenti fisici, termodinamici e statistici necessari per comprendere i cambiamenti climatici di origine antropogenica. I volumi successivi esamineranno gli impatti sui sistemi naturali e umani, le strategie di mitigazione attraverso riduzione delle emissioni e rimozione di carbonio, e le opzioni di adattamento per costruire resilienza climatica.

# Il Ciclo Idrologico Globale e le Perturbazioni Antropogeniche

## Il bilancio idrologico planetario: quantificazione dei flussi

Il ciclo idrologico terrestre costituisce uno dei sistemi più fondamentali per il funzionamento del pianeta, trasportando continuamente acqua tra oceani, atmosfera, superficie continentale e biosfera attraverso processi di evaporazione, trasporto atmosferico, condensazione, precipitazione e deflusso. La comprensione quantitativa di questo ciclo e delle sue perturbazioni antropogeniche richiede l'integrazione di osservazioni satellitari, misurazioni in situ, modelli fisici e bilanci energetici.

Il volume totale di acqua sulla Terra è stimato in circa 1,386 miliardi di km³, distribuito tra diversi reservoir con tempi di residenza estremamente variabili. Gli oceani contengono approssimativamente 1,338 miliardi di km³, rappresentando il 96,5% del totale. Le calotte glaciali e i ghiacciai contengono circa 24,06 milioni di km³, equivalenti all'1,74% del volume totale. Le acque sotterranee ammontano a circa 23,4 milioni di km³, mentre i laghi, i fiumi e l'umidità del suolo contengono volumi molto più modesti nell'ordine delle centinaia di migliaia di km³. L'atmosfera, nonostante il suo ruolo cruciale nel trasporto dell'acqua, contiene solo circa 12.900 km³ di vapor d'acqua in un dato momento, corrispondenti a circa lo 0,001% del totale.

Il flusso annuale di evaporazione dagli oceani costituisce il processo dominante del ciclo idrologico. Le stime consolidate indicano un'evaporazione oceanica totale di circa 413.000 km³/anno, equivalente a un tasso medio di 1,14 m/anno sulla superficie oceanica totale A_oceano = 361 × 10^6 km². Questo valore può essere verificato attraverso il bilancio energetico superficiale oceanico, dove il calore latente di evaporazione costituisce il principale meccanismo di dissipazione energetica.

Il flusso di calore latente associato all'evaporazione oceanica può essere calcolato dalla relazione fondamentale tra flusso di massa e flusso energetico. Dato un tasso di evaporazione medio E = 1,14 m/anno, la conversione in flusso di massa per unità di superficie richiede:

Flusso_massa = E × ϱ_acqua = 1,14 m/anno × 1.000 kg/m³ = 1.140 kg/(m²·anno)

Convertendo in unità temporali al secondo:

Flusso_massa = 1.140 / 31.536.000 = 3,61 × 10^(-5) kg/(m²·s)

Il calore latente di vaporizzazione dell'acqua alla temperatura superficiale oceanica media di circa 18°C è L_v ≈ 2,45 × 10^6 J/kg. Il flusso di calore latente risultante è:

LE = Flusso_massa × L_v = 3,61 × 10^(-5) × 2,45 × 10^6 = 88,4 W/m²

Questo valore rappresenta il flusso medio globale di calore latente dall'oceano all'atmosfera ed è consistente con le stime derivate da bilanci energetici satellite e rianalisi atmosferiche.

L'evaporazione continentale, derivante dalla traspirazione vegetale e dall'evaporazione diretta da suoli, laghi e fiumi, contribuisce circa 73.000 km³/anno al ciclo idrologico globale. La somma di evaporazione oceanica e continentale è:

E_totale = 413.000 + 73.000 = 486.000 km³/anno

Questo deve essere bilanciato dalla precipitazione totale globale P_totale affinché il sistema sia in equilibrio stazionario su scale temporali climatiche.

La precipitazione sugli oceani è stimata in circa P_oceano = 373.000 km³/anno, corrispondente a una media di 1,03 m/anno sulla superficie oceanica. Questo valore è inferiore all'evaporazione oceanica di circa:

ΔF_oceano = E_oceano - P_oceano = 413.000 - 373.000 = 40.000 km³/anno

Questo deficit rappresenta il trasporto netto di vapor d'acqua dall'oceano ai continenti attraverso la circolazione atmosferica. La precipitazione continentale ammonta a P_continenti = 113.000 km³/anno, superando l'evaporazione continentale di:

ΔF_continenti = P_continenti - E_continenti = 113.000 - 73.000 = 40.000 km³/anno

Questa eccedenza rappresenta il deflusso totale R dai continenti verso gli oceani attraverso fiumi, ghiacciai e flussi sotterranei, chiudendo il bilancio globale: ΔF_oceano + ΔF_continenti = 0.

Il tempo di residenza medio τ dell'acqua in ciascun reservoir può essere calcolato come il rapporto tra il volume del reservoir V e il flusso annuale F attraverso di esso:

τ = V / F

Per l'atmosfera, con un contenuto V_atm = 12.900 km³ e un flusso di evaporazione totale F = 486.000 km³/anno:

τ_atm = 12.900 / 486.000 = 0,0265 anni ≈ 9,7 giorni

Questo breve tempo di residenza implica che l'atmosfera può rispondere molto rapidamente a perturbazioni del ciclo idrologico, aggiustando il proprio contenuto di vapor d'acqua su scale temporali di giorni.

Per gli oceani, il volume V_oceano = 1,338 × 10^9 km³ diviso per il flusso di precipitazione oceanica P_oceano = 373.000 km³/anno fornisce:

τ_oceano = 1,338 × 10^9 / 373.000 ≈ 3.587 anni

Questo lungo tempo scala riflette l'enorme capacità di stoccaggio oceanico e la lenta circolazione termoalina che mescola le acque profonde.

## La termodinamica della capacità atmosferica di vapor d'acqua

La quantità massima di vapor d'acqua che l'atmosfera può contenere è determinata dalla termodinamica di equilibrio tra le fasi liquida e vapore, codificata nella relazione di Clausius-Clapeyron. Come precedentemente derivato, questa relazione stabilisce che la pressione di vapor saturo aumenta esponenzialmente con la temperatura. La formula di August-Roche-Magnus, un'approssimazione empirica estremamente accurata della relazione esatta, esprime la pressione di vapor saturo in millibar come:

e_s(T) = 6,112 × exp[(17,67 × T) / (T + 243,5)]

dove T è la temperatura in gradi Celsius. Questa formula, derivata da fit empirici di dati sperimentali, riproduce la relazione termodinamica di Clausius-Clapeyron con accuratezza superiore allo 0,1% nell'intervallo di temperature da -40°C a +50°C, coprendo praticamente tutte le condizioni atmosferiche terrestri.

Per temperatura T = 15°C, corrispondente approssimativamente alla temperatura media globale della superficie terrestre, la pressione di vapor saturo calcolata è:

e_s(15) = 6,112 × exp[(17,67 × 15) / (15 + 243,5)] e_s(15) = 6,112 × exp[265,05 / 258,5] e_s(15) = 6,112 × exp[1,0253] e_s(15) = 6,112 × 2,788 = 17,04 mbar

L'umidità specifica di saturazione q_s, definita come la massa di vapor d'acqua per unità di massa di aria umida, è legata alla pressione di vapor saturo dalla relazione:

q_s = (0,622 × e_s) / (P - 0,378 × e_s)

dove P è la pressione totale. Il coefficiente 0,622 rappresenta il rapporto tra la massa molecolare del vapor d'acqua M_H2O = 18,015 g/mol e la massa molecolare effettiva dell'aria secca M_aria = 28,97 g/mol:

$\varepsilon = M_{H2O} / M_{aria} = 18{,}015 / 28{,}97 = 0{,}622$

Il fattore 0,378 nel denominatore corregge per il fatto che il vapor d'acqua è più leggero dell'aria secca, modificando leggermente la pressione parziale effettiva.

Alla pressione superficiale standard P = 1.013,25 mbar e temperatura T = 15°C, con $e_s$ = 17,04 mbar:

$q_s = (0{,}622 \times 17{,}04) / (1.013{,}25 - 0{,}378 \times 17{,}04)$ $q_s = 10{,}60 / (1.013{,}25 - 6{,}44)$ $q_s = 10{,}60 / 1.006{,}81 = 0{,}01053$

Quindi $q_s$ = 10,53 g/kg.

La dipendenza della pressione di vapor saturo dalla temperatura può essere quantificata attraverso la derivata logaritmica. Differenziando l'equazione di August-Roche-Magnus rispetto alla temperatura si ottiene:

$d \ln(e_s) / dT = [17{,}67 \times 243{,}5] / [(T + 243{,}5)^2]$

Per T = 15°C:

$d \ln(e_s) / dT = (17{,}67 \times 243{,}5) / (258{,}5)^2$ $d \ln(e_s) / dT = 4.303 / 66.822 = 0{,}0644$ °C^(-1)

Questa derivata indica che, a 15°C, la pressione di vapor saturo aumenta del 6,44% per ogni grado di riscaldamento. Questo tasso è leggermente inferiore al valore spesso citato del 7% per grado Celsius, che rappresenta invece il valore medio su un intervallo di temperature più ampio centrato intorno ai 10-20°C.

Per temperatura T = 25°C:

$e_s(25) = 6{,}112 \times \exp[(17{,}67 \times 25) / (25 + 243{,}5)]$ $e_s(25) = 6{,}112 \times \exp[441{,}75 / 268{,}5]$ $e_s(25) = 6{,}112 \times \exp[1{,}646]$ $e_s(25) = 6{,}112 \times 5{,}185 = 31{,}69$ mbar

La derivata logaritmica a questa temperatura è:

$d \ln(e_s) / dT \,|_{(T=25)} = 4.303 / (268{,}5)^2 = 4.303 / 72.092 = 0{,}0597$ °C^(-1)

Corrispondente al 5,97% per grado Celsius.

Confrontando le due temperature, un incremento $\Delta T$ = 10°C da 15°C a 25°C ha aumentato la pressione di vapor saturo da 17,04 a 31,69 mbar, un incremento relativo di:

$\Delta e_s / e_s(15) = (31{,}69 - 17{,}04) / 17{,}04 = 14{,}65 / 17{,}04 = 0{,}860$

Ovvero 86,0%. Questo corrisponde a un tasso medio di 8,60% per grado Celsius su questo intervallo, superiore ai tassi istantanei calcolati a ciascuna temperatura a causa della natura esponenziale della relazione.

## Le perturbazioni antropogeniche del ciclo idrologico: evidenze osservative

Il riscaldamento globale sta modificando profondamente il ciclo idrologico attraverso molteplici meccanismi fisici interconnessi. L'aumento della temperatura atmosferica incrementa la capacità di ritenzione del vapor d'acqua secondo la relazione di Clausius-Clapeyron, intensificando potenzialmente sia l'evaporazione che la precipitazione. Contemporaneamente, i cambiamenti nella circolazione atmosferica modificano i pattern spaziali di precipitazione, alterando la distribuzione geografica delle risorse idriche.

Il contenuto totale di vapor d'acqua atmosferico, comunemente quantificato attraverso il parametro di acqua precipitabile (precipitable water, PW), è aumentato globalmente a un tasso consistente con l'incremento di temperatura e la relazione di Clausius-Clapeyron. L'acqua precipitabile rappresenta l'altezza equivalente di acqua liquida che si otterrebbe condensando tutto il vapor d'acqua contenuto in una colonna atmosferica verticale. Matematicamente:

$$PW = (1/g) \int_0^{\infty} q \, dp$$

dove $g = 9{,}81\ m/s^2$ è l'accelerazione gravitazionale, $q$ è l'umidità specifica e $p$ è la pressione.

In pratica, utilizzando coordinate di pressione discrete:

$$PW = (1/g) \Sigma_i \, q_i \, \Delta p_i$$

dove $\Delta p_i$ rappresenta lo spessore di pressione dello strato i-esimo. Per l'atmosfera media globale, con umidità specifica che decresce approssimativamente esponenzialmente con l'altitudine, l'acqua precipitabile tipica è $PW \approx 25\text{–}30\ kg/m^2$, equivalenti a 25–30 mm di altezza d'acqua liquida.

Le osservazioni satellitari da strumenti come il Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) e i suoi successori hanno fornito misurazioni globali continue di PW dal 1987. L'analisi di queste serie temporali rivela un trend di incremento di PW coerente con il riscaldamento della temperatura superficiale. Il tasso osservato di incremento di PW rispetto alla temperatura superficiale marina (SST) nelle regioni oceaniche tropicali e subtropicali è approssimativamente 6,5-7,5% per grado Celsius di riscaldamento di SST, in eccellente accordo con le previsioni di Clausius-Clapeyron.

L'analisi di regressione tra anomalie di PW e anomalie di SST su base mensile per il periodo 1988-2020 fornisce un coefficiente di regressione:

$$\beta = dPW / dT_{SST}$$

I dati satellitari indicano valori di $\beta$ compresi tipicamente tra 1,5 e 2,0 mm/°C, corrispondenti a tassi relativi del 6,0-8,0% per grado Celsius quando normalizzati rispetto al valore medio $PW_{medio} \approx 25$ mm:

$$(\beta / PW_{medio}) = (1{,}75 / 25) = 0{,}070 = 7{,}0\%\ \text{per}\ °C$$

Per verificare la consistenza con Clausius-Clapeyron, consideriamo che l'umidità specifica media integrata nella colonna atmosferica scala approssimativamente come la pressione di vapor saturo alla temperatura superficiale, assumendo umidità relativa costante RH ≈ const. Se la temperatura superficiale aumenta di ΔT = 1°C, la pressione di vapor saturo alla superficie aumenta del 7% circa. Assumendo che la struttura verticale dell'umidità relativa rimanga invariata, l'umidità specifica a tutti i livelli aumenta proporzionalmente:

$$q(z, T + \Delta T) = q(z, T) \times [1 + 0{,}07]$$

E quindi anche PW aumenta del 7%:

$$PW(T + \Delta T) = PW(T) \times [1 + 0{,}07]$$

Il fatto che i tassi osservati siano leggermente inferiori al 7% può essere attribuito a due fattori principali. Primo, l'umidità relativa non è perfettamente costante e mostra leggere diminuzioni in alcune regioni con il riscaldamento, particolarmente nella troposfera libera subtropicale. Secondo, la temperatura rilevante per la relazione di Clausius-Clapeyron non è esattamente la temperatura superficiale ma piuttosto una temperatura media pesata della colonna troposferica, che si riscalda a tassi leggermente diversi.

Le serie temporali di PW mostrano anche variabilità interannuale significativa associata a modi di variabilità climatica naturale, particolarmente El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Durante eventi El Niño, quando le temperature superficiali del Pacifico tropicale orientale sono anomalmente elevate, PW aumenta sostanzialmente in queste regioni. L'evento El Niño estremo del 2015-2016, con anomalie di SST $\Delta T_SST > 2°C$ nel Pacifico equatoriale orientale, ha prodotto anomalie di PW superiori a $\Delta PW = 4\text{-}5$ mm in queste regioni, coerenti con un tasso:

$$\beta_osservato = \Delta PW / \Delta T_SST = 4{,}5 / 2 = 2{,}25 \text{ mm/°C}$$

## Intensificazione delle precipitazioni estreme: teoria e osservazioni

Mentre la capacità atmosferica di vapor d'acqua aumenta del 6-7% per grado Celsius secondo Clausius-Clapeyron, le precipitazioni estreme potrebbero teoricamente intensificarsi a tassi comparabili o addirittura superiori. La teoria fondamentale si basa sul fatto che eventi di precipitazione intensa sono tipicamente associati a convergenza di umidità e sollevamento atmosferico convettivo o dinamico.

L'intensità di precipitazione P può essere concettualmente scomposta come:

$$P = \varepsilon \times w \times q$$

dove ε è l'efficienza di precipitazione (frazione del vapor d'acqua condensato che raggiunge la superficie come precipitazione piuttosto che evaporare), w è la velocità verticale caratteristica dell'ascesa atmosferica e q è l'umidità specifica. Se il riscaldamento aumenta q del 7% per grado Celsius ma lascia ε e w invariati:

$P(T + \Delta T) = \varepsilon \times w \times q(T) \times [1 + 0{,}07\,\Delta T]$

La precipitazione dovrebbe aumentare del 7% per grado Celsius, una dipendenza chiamata "Clausius-Clapeyron scaling".

Tuttavia, la termodinamica della convezione atmosferica suggerisce che anche w potrebbe aumentare con il riscaldamento in alcuni contesti. La velocità verticale in correnti convettive ascendenti è legata al bilancio tra galleggiamento positivo e resistenza. Il galleggiamento B per unità di massa è:

B = g × (T_particella - T_ambiente) / T_ambiente

In un'atmosfera più calda con maggiore contenuto di vapor d'acqua, il rilascio di calore latente durante la condensazione aumenta la temperatura della particella ascendente. L'incremento di temperatura ΔT_latente dovuto alla condensazione di una massa Δq di vapor d'acqua è:

ΔT_latente = (L_v × Δq) / c_p

dove L_v = 2,5 × 10^6 J/kg è il calore latente di vaporizzazione e c_p = 1.005 J/(kg·K) è il calore specifico a pressione costante dell'aria.

Per Δq = 10 g/kg = 0,010 kg/kg (condensazione completa di vapor d'acqua in aria tropicale molto umida):

ΔT_latente = (2,5 × 10^6 × 0,010) / 1.005 = 25.000 / 1.005 = 24,9 K

Se l'atmosfera è più calda e contiene 7% in più di vapor d'acqua, ovvero Δq = 10,7 g/kg = 0,0107 kg/kg:

ΔT_latente = (2,5 × 10^6 × 0,0107) / 1.005 = 26.750 / 1.005 = 26,6 K

Un incremento di ΔΔT = 26,6 - 24,9 = 1,7 K. Questo maggiore riscaldamento latente aumenta il galleggiamento e quindi potenzialmente la velocità verticale.

La velocità verticale massima teorica w_max può essere stimata dal bilancio energetico della particella ascendente. Assumendo conversione completa dell'energia potenziale disponibile CAPE (Convective Available Potential Energy) in energia cinetica verticale:

$$w_{max} = \sqrt{(2 \times CAPE)}$$

Se CAPE aumenta a causa del maggiore rilascio di calore latente in un'atmosfera più umida, anche w_max aumenta. Per $CAPE_0$ = 2.000 J/kg (valore tipico per convezione profonda tropicale):

$$w_{max,0} = \sqrt{(2 \times 2.000)} = \sqrt{4.000} = 63{,}2 \text{ m/s}$$

Se il riscaldamento aumenta CAPE a $CAPE_1$ = 2.200 J/kg (incremento del 10%):

$w_{max,1} = \sqrt{(2 \times 2.200)} = \sqrt{4.400} = 66,3$ m/s

Un incremento di:

$\Delta w_{max} / w_{max,0} = (66,3 - 63,2) / 63,2 = 3,1 / 63,2 = 0,049 = 4,9\%$

Combinando l'incremento del 7% in q con un potenziale incremento del 5% in w, l'intensità di precipitazione potrebbe aumentare fino al:

$\Delta P / P = (1,07 \times 1,05) - 1 = 1,124 - 1 = 0,124 = 12,4\%$ per °C

Ovvero 12% per grado Celsius, un tasso superiore al semplice scaling di Clausius-Clapeyron. Questo fenomeno è chiamato "super-Clausius-Clapeyron scaling" e rappresenta un'amplificazione dinamica dell'intensificazione delle precipitazioni estreme.

Le osservazioni empiriche di precipitazioni estreme, quantificate tipicamente attraverso percentili superiori della distribuzione (ad esempio il 99-esimo percentile delle precipitazioni giornaliere $P_{99}$), mostrano tendenze verso intensificazione in molte regioni del pianeta. L'analisi di oltre 8.000 stazioni pluviometriche globali per il periodo 1950-2018 rivela che circa il 66% delle stazioni mostrano trend positivi (intensificazione) delle precipitazioni estreme, con circa il 35% di queste stazioni che raggiungono significatività statistica al livello del 95%.

La media globale dei trend, pesata per area, indica un incremento delle precipitazioni giornaliere estreme $P_{99}$ di circa 7% per grado Celsius di riscaldamento globale, coerente con il scaling di Clausius-Clapeyron. Tuttavia, esistono variazioni regionali sostanziali. Nelle regioni tropicali e in alcune regioni di medie latitudini con convezione intensa, i tassi osservati raggiungono 10-15% per grado Celsius, suggerendo contributi dinamici. In regioni aride e semi-aride, i tassi possono essere inferiori (3-5% per grado Celsius) a causa di limitazioni di umidità disponibile e feedback negativi tra precipitazione e temperatura.

## L'equazione del bilancio idrico terrestre e i cambiamenti nel deflusso

La disponibilità di acqua dolce nei continenti è governata dal bilancio tra precipitazione, evapotraspirazione e variazioni di stoccaggio nel suolo, nelle falde acquifere e nei ghiacciai. L'equazione fondamentale del bilancio idrico per un bacino idrografico di area A può essere scritta come:

$dS/dt = P - ET - R$

dove $dS/dt$ è la variazione di stoccaggio totale nel tempo, P è la precipitazione totale, ET è l'evapotraspirazione totale e R è il deflusso (runoff) che lascia il bacino attraverso fiumi e falde sotterranee.

Su scale temporali lunghe (anni o decenni), se la variazione di stoccaggio è trascurabile ($dS/dt \approx 0$), il deflusso è semplicemente:

$R = P - ET$

Le modifiche climatiche antropogeniche stanno alterando entrambi i termini di questa equazione. La precipitazione media sta cambiando con pattern spaziali complessi, mentre l'evapotraspirazione sta generalmente aumentando a causa di temperature più elevate che incrementano sia l'evaporazione diretta da superfici umide sia la traspirazione vegetale.

L'evapotraspirazione potenziale PET, definita come il tasso massimo di evapotraspirazione che si verificherebbe con disponibilità illimitata di acqua, può essere stimata attraverso la formula di Penman-Monteith, considerata lo standard per accuratezza fisica:

$$PET = [\Delta(R_n - G) + \rho\, c_p\, (e_s - e) / r_a] / [\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)]$$

dove:

- $\Delta$ è la pendenza della curva di pressione di vapor saturo
- $R_n$ è la radiazione netta
- $G$ è il flusso di calore nel suolo
- $\rho$ è la densità dell'aria
- $c_p$ è il calore specifico dell'aria
- $e_s$ è la pressione di vapor saturo
- $e$ è la pressione di vapor effettiva
- $r_a$ è la resistenza aerodinamica
- $r_s$ è la resistenza superficiale (resistenza stomatale per vegetazione)
- $\gamma$ è la costante psicrometrica

Questa equazione complessa codifica il fatto che l'evapotraspirazione dipende sia dall'energia disponibile (primo termine, dominato da radiazione) sia dal deficit di saturazione atmosferico (secondo termine, dominato dalla differenza $e_s - e$).

La pendenza della curva di pressione di vapor saturo $\Delta$ è la derivata:

$$\Delta = de_s / dT$$

Utilizzando l'approssimazione di August-Roche-Magnus, questa derivata può essere calcolata analiticamente. Differenziando:

$$e_s(T) = 6{,}112 \times \exp[(17{,}67 \times T) / (T + 243{,}5)]$$

Si ottiene:

$$\Delta = e_s \times [17{,}67 \times 243{,}5] / [(T + 243{,}5)^2]$$

A temperatura $T = 20°C$:

$$\Delta = e_s(20) \times 4.303 / (263{,}5)^2$$

Con $e_s(20) = 6{,}112 \times \exp[(17{,}67 \times 20)/263{,}5] = 6{,}112 \times \exp[1{,}341] = 6{,}112 \times 3{,}823 = 23{,}36$ mbar:

$\Delta = 23{,}36 \times 4.303 / 69.432 = 100.527 / 69.432 = 1{,}45$ mbar/°C = 145 Pa/K

La costante psicrometrica $\gamma$ è definita come:

$\gamma = (c_p \times P) / (\varepsilon \times L_v)$

dove $\varepsilon = 0{,}622$ è il rapporto delle masse molecolari. A pressione standard P = 101.325 Pa:

$\gamma = (1.005 \times 101.325) / (0{,}622 \times 2{,}45 \times 10^6)$ $\gamma = 101.882 / 1.524.000 = 0{,}0668$ kPa/K = 66,8 Pa/K

Il rapporto $\Delta / (\Delta + \gamma)$ quantifica l'importanza relativa del termine energetico rispetto al termine aerodinamico nell'equazione di Penman-Monteith. A 20°C:

$\Delta / (\Delta + \gamma) = 145 / (145 + 66{,}8) = 145 / 211{,}8 = 0{,}685$

Questo indica che circa il 68% della variabilità di PET è controllata dal bilancio energetico e circa il 32% dal deficit di saturazione atmosferico.

Con il riscaldamento, $\Delta$ aumenta esponenzialmente. A T = 25°C:

$e_s(25) = 31{,}69$ mbar $\Delta(25) = 31{,}69 \times 4.303 / (268{,}5)^2 = 136.359 / 72.092 = 1{,}89$ mbar/°C = 189 Pa/K

Il rapporto diventa:

$\Delta / (\Delta + \gamma) = 189 / (189 + 66{,}8) = 189 / 255{,}8 = 0{,}739$

Questo spostamento verso maggiore dominanza del termine energetico implica che, in un clima più caldo, la variabilità di PET diventa più strettamente accoppiata al bilancio energetico superficiale.

Il deflusso fluviale globale, integrato su tutti i continenti, rappresenta il trasferimento netto di acqua dall'atmosfera ai continenti e successivamente agli oceani. Le osservazioni storiche di deflusso da grandi bacini fluviali mostrano tendenze divergenti tra regioni. Bacini ad alte latitudini dell'emisfero Nord, come il Mackenzie, l'Ob, il Lena e lo Yenisei, mostrano incrementi significativi di deflusso associati all'aumento di precipitazione e alla fusione accelerata di neve e permafrost. L'analisi dei dati di portata per questi fiumi indica incrementi del 10-30% nel deflusso annuale dal 1950 al 2020.

Al contrario, bacini in regioni subtropicali e di medie latitudini, particolarmente quelli già sotto stress idrico, mostrano spesso declini di deflusso. Il bacino del Colorado negli Stati Uniti occidentali ha sperimentato una riduzione del deflusso di circa 20% dal 2000 al 2020 rispetto alla media del 20-esimo secolo, nonostante una riduzione relativamente modesta della precipitazione (circa 6%). Questa amplificazione del deficit idrico è attribuibile all'incremento dell'evapotraspirazione causato da temperature più elevate.

L'elasticità del deflusso ε_R,T è definita come la variazione percentuale di R diviso la variazione di T:

$\varepsilon_{R,T} = (\Delta R/R) / \Delta T$

Per il bacino del Colorado, analisi empiriche stimano $\varepsilon_{R,T} \approx -3$ a $-5\%$ per grado Celsius. Questo significa che un incremento di temperatura $\Delta T = 1{,}5°C$ può ridurre il deflusso di:

$\Delta R/R = \varepsilon_{R,T} \times \Delta T = (-4) \times 1{,}5 = -6\%$

Amplificando enormemente l'impatto idrologico rispetto alla variazione diretta di precipitazione.

# Impatti Ecosistemici e Dinamiche della Biosfera

### La produttività primaria e la respirazione ecosistemica: bilanci di carbonio

La biosfera terrestre e marina rappresenta un componente critico del sistema climatico attraverso il suo ruolo nei cicli biogeochimici, particolarmente quello del carbonio. La produttività primaria netta (NPP, Net Primary Productivity) quantifica il tasso netto di fissazione di carbonio atmosferico attraverso la fotosintesi, al netto della respirazione autotrofa:

$NPP = GPP - R_a$

dove GPP (Gross Primary Productivity) è la produttività primaria lorda, ovvero la fotosintesi totale, e $R_a$ è la respirazione autotrofa, ovvero il consumo di carbonio da parte degli organismi fotosintetici per il proprio metabolismo.

La fotosintesi può essere schematizzata attraverso la reazione complessiva:

$$6\,CO_2 + 6\,H_2O + \text{energia luminosa} \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6\,O_2$$

L'energia luminosa richiesta per questa reazione è approssimativamente 2.870 kJ/mol di glucosio prodotto, corrispondente a circa 478 kJ/mol di $CO_2$ fissata. La massa di carbonio fissata per mole di $CO_2$ è 12 g, quindi l'efficienza energetica può essere espressa come:

Efficienza = 478 kJ / 12 g C = 39,8 kJ/g C

La radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre ha un'intensità media globale di circa 185 $W/m^2$, considerando la geometria sferica, l'albedo planetario e l'assorbimento atmosferico. Su base annuale, questo corrisponde a:

Energia_annua = 185 $W/m^2$ × 31.536.000 s/anno = 5,83 × 10^9 $J/(m^2 \cdot anno)$

L'efficienza teorica massima della fotosintesi per la conversione di radiazione fotosinteticamente attiva (PAR, Photosynthetically Active Radiation, circa 400-700 nm) in energia chimica è limitata dalla termodinamica e dalla biochimica a circa $\eta_{C3} = 4{,}6\%$ per C3 e $\eta_{C4} = 6\%$ per C4.

La radiazione PAR costituisce circa il 48% della radiazione solare totale, quindi il flusso PAR medio è:

PAR = 185 × 0,48 = 88,8 W/m² = 2,80 × 10^9 J/(m²·anno)

Con efficienza $\eta$ = 4,6%, l'energia fissata massima teorica è:

Energia_fissata = 2,80 × 10^9 × 0,046 = 1,29 × 10^8 J/(m²·anno)

Convertendo in massa di carbonio, dividendo per 39,8 kJ/g = 39.800 J/g:

NPP_max = 1,29 × 10^8 / 39.800 = 3.241 g C/(m²·anno)

Questo valore rappresenta un limite superiore teorico per ecosistemi ottimali senza altre limitazioni. In realtà, NPP osservata varia enormemente tra ecosistemi, da meno di 50 g C/(m²·anno) in deserti estremi a oltre 2.000 g C/(m²·anno) in foreste pluviali tropicali e alcune coltivazioni intensive.

La NPP terrestre globale è stimata in circa NPP_globale = 56,4 Pg C/anno (intervallo di incertezza 50-60 Pg C/anno), integrata su un'area vegetata A_veg ≈ 120 × 10^6 km². Questo fornisce una media globale di:

NPP_media = 56,4 × 10^15 g / (120 × 10^12 m²) = 470 g C/(m²·anno)

La NPP marina è stimata in circa 50-60 Pg C/anno, comparabile alla NPP terrestre nonostante l'area oceanica sia quasi tripla, riflettendo la minore densità di biomassa negli ecosistemi acquatici.

La respirazione ecosistemica totale R_eco include sia la respirazione autotrofa R_a sia la respirazione eterotrofa R_h (decomposizione della materia organica da parte di decompositori e consumatori). Il bilancio di carbonio ecosistemico netto NEP (Net Ecosystem Production) è definito come:

NEP = NPP - R_h

In ecosistemi in equilibrio dinamico, NEP ≈ 0 su scale temporali decadali, con la materia organica prodotta dalla fotosintesi che viene completamente decomposta dalla respirazione eterotrofa.

Tuttavia, perturbazioni come incendi, insetti, malattie o cambiamenti climatici possono alterare questo equilibrio. Se R_h > NPP, l'ecosistema diventa una sorgente netta di $CO_2$ atmosferica (NEP < 0). Se NPP > R_h, l'ecosistema è un sink di carbonio (NEP > 0). Le osservazioni da reti di torre flux-eddy covariance che misurano continuamente gli scambi di $CO_2$ tra ecosistemi e atmosfera indicano che molti ecosistemi temperati e boreali funzionano attualmente come sink di carbonio, con NEP positivo medio di 50-200 g C/(m²·anno).

Il sink terrestre globale, stimato attraverso inversioni atmosferiche e modelli del sistema Terra, è circa:

Sink_terrestre = 2,5 Pg C/anno (periodo 2010-2019)

Corrispondente a circa il 30% delle emissioni fossili. Questo sink è attribuibile a diversi meccanismi: fertilizzazione da $CO_2$, deposizione di azoto atmosferico, cambiamenti nell'uso del suolo e possibilmente prolungamento della stagione vegetativa alle alte latitudini.

## La fertilizzazione da $CO_2$: biochimica ed evidenze sperimentali

L'incremento della concentrazione atmosferica di $CO_2$ da $C_0$ = 280 ppm nel periodo pre-industriale a C_attuale = 420 ppm attuali rappresenta un aumento del 50% nella disponibilità del substrato primario per la fotosintesi. La reazione di carboxylation di Rubisco (Ribulose-1,5-bisphosphate carboxylase/oxygenase), l'enzima che catalizza la fissazione di $CO_2$ nella fotosintesi C3, mostra cinetica di tipo Michaelis-Menten con dipendenza della velocità di reazione dalla concentrazione di $CO_2$.

La velocità di carboxylation V può essere espressa come:

$V = V_{max} \times [C / (C + K_c(1 + O/K_o))]$

dove:

- V_max è la velocità massima
- C è la concentrazione di $CO_2$
- O è la concentrazione di $O_2$
- K_c è la costante di Michaelis-Menten per $CO_2$
- K_o è la costante per $O_2$

A 25°C, $K_c \approx 404$ ppm e $K_o \approx 278.000$ ppm.

Nell'atmosfera attuale, O = 210.000 ppm costante, quindi:

$1 + O/K_o = 1 + 210.000/278.000 = 1 + 0,755 = 1,755$

La costante di Michaelis-Menten effettiva per $CO_2$ diventa:

$K_{c,eff} = K_c \times (1 + O/K_o) = 404 \times 1,755 = 709$ ppm

Per concentrazione pre-industriale $C_0$ = 280 ppm, la velocità di carboxylation normalizzata (rispetto a V_max) è:

$V_0/V_{max} = 280 / (280 + 709) = 280 / 989 = 0,283$

Ovvero 28,3% di V_max.

Per concentrazione attuale $C_1$ = 420 ppm:

$V_1/V_{max} = 420 / (420 + 709) = 420 / 1.129 = 0,372$

Ovvero 37,2% di V_max.

L'incremento relativo di velocità è:

$V_1/V_0 = 0,372 / 0,283 = 1,314$

Ovvero un incremento del 31,4% nella velocità di carboxylation per l'aumento di $CO_2$ da 280 a 420 ppm.

Questo calcolo teorico suggerisce che la fotosintesi dovrebbe aumentare sostanzialmente con l'incremento di $CO_2$. Tuttavia, la risposta effettiva di NPP è modulata da molteplici fattori limitanti: disponibilità di nutrienti (particolarmente azoto e fosforo), disponibilità di acqua, temperatura, radiazione e struttura del canopy. Inoltre, l'effetto della fertilizzazione da $CO_2$ può diminuire nel tempo attraverso meccanismi di acclimazione fisiologica e di down-regulation dell'apparato fotosintetico.

Esperimenti di arricchimento di $CO_2$ in condizioni controllate (Free-Air $CO_2$ Enrichment, FACE) hanno quantificato empiricamente la risposta di ecosistemi interi all'incremento di $CO_2$. In questi esperimenti, $CO_2$ viene rilasciata nell'aria circostante parcelle sperimentali per mantenere concentrazioni elevate C_FACE = 550-600 ppm, corrispondenti a scenari di metà-fine 21-esimo secolo.

I risultati da esperimenti FACE su foreste temperate mostrano incrementi di NPP dell'ordine del:

$\Delta NPP/NPP_{controllo} \approx 20\text{-}25\%$ (media)

Inferiori all'incremento teorico del 31% calcolato sopra, riflettendo limitazioni da nutrienti e acclimazione. In ecosistemi grassland, gli incrementi sono tipicamente minori (10-15%) a causa di limitazione più severa da nutrienti e acqua. In ecosistemi tropicali, dove la temperatura è già vicina all'optimum fisiologico e l'acqua spesso non limita, gli incrementi possono raggiungere il 25-30%.

La durata degli esperimenti FACE (tipicamente 5-15 anni) ha rivelato che l'effetto della fertilizzazione da $CO_2$ tende a diminuire nel tempo in ecosistemi limitati da nutrienti. Foreste temperate su suoli poveri mostrano incrementi di NPP che declinano da circa 25% nel primo anno a circa 10-15% dopo un decennio, a causa dell'esaurimento progressivo dell'azoto disponibile. Questo fenomeno, chiamato "progressive nitrogen limitation", riflette il fatto che l'aumento di produttività richiede maggiori input di azoto che, se non disponibili, limitano la risposta a lungo termine.

## Gli spostamenti fenologici e la dissincronia ecologica

Il riscaldamento globale sta alterando profondamente la fenologia, ovvero la temporizzazione degli eventi biologici stagionali come germogliamento, fioritura, migrazione, riproduzione e senescenza. Questi cambiamenti fenologici, sebbene possano sembrare adattamenti benefici che estendono la stagione vegetativa, possono generare dissincronie ecologiche tra specie interagenti, con conseguenze potenzialmente deleterie per la struttura e il funzionamento degli ecosistemi.

La germogliazione primaverile (leaf-out) di specie arboree temperate e boreali è innescata principalmente dall'accumulo di gradi-giorno (growing degree days, GDD) sopra una temperatura soglia T_base, tipicamente 5°C. I GDD sono definiti come:

$GDD = \Sigma_i \max(0, T_{media,i} - T_{base})$

dove $T_{media,i}$ è la temperatura media del giorno i e $T_{base} = 5°C$.

Specie arboree temperate richiedono tipicamente accumuli di 50-200 GDD per la germogliazione. Per esempio, la quercia (Quercus robur) richiede circa $GDD_{richiesto} = 125$ $GDD_5$ (gradi-giorno con base 5°C). In un clima con temperatura media primaverile $T_{primavera} = 8°C$, l'accumulo giornaliero è:

$GDD_{giornaliero} = 8 - 5 = 3°C/giorno$

Il tempo richiesto per raggiungere 125 GDD è:

$t_{germogliazione} = 125 / 3 \approx 42$ giorni

Se il riscaldamento aumenta la temperatura media primaverile a $T_{primavera,nuovo} = 10°C$, l'accumulo giornaliero diventa:

$GDD_{giornaliero,nuovo} = 10 - 5 = 5°C/giorno$

E il tempo si riduce a:

$t_{germogliazione,nuovo} = 125 / 5 = 25$ giorni

Un anticipo di:

$\Delta t = 42 - 25 = 17$ giorni

Questo calcolo semplificato è consistente con osservazioni che mostrano anticipi di germogliazione di 2-5 giorni per grado Celsius di riscaldamento primaverile nelle regioni temperate:

$Anticipo = (17 \text{ giorni}) / (10 - 8)°C = 8,5 \text{ giorni}/°C$

Le serie temporali di osservazioni fenologiche da reti di monitoraggio (come la European Phenology Network e la USA National Phenology Network) documentano anticipi sistematici di eventi primaverili. L'analisi di oltre 100.000 serie fenologiche per il periodo 1971-2000 in Europa rivela un anticipo medio della germogliazione di:

$Trend = -2,5 \text{ giorni/decennio}$

Corrispondente a circa -7,5 giorni su 30 anni. Per specie particolarmente sensibili, gli anticipi raggiungono -4 a -5 giorni/decennio.

Al contrario, eventi autunnali come la caduta delle foglie (leaf senescence) mostrano tendenze meno consistenti e generalmente più deboli. Alcune specie mostrano ritardi della senescenza (prolungamento della stagione vegetativa), mentre altre mostrano anticipi o nessun cambiamento significativo.

Il prolungamento netto della stagione vegetativa LGS (Length of Growing Season), definito come il periodo tra germogliazione primaverile e senescenza autunnale, mostra incrementi documentati di:

$\Delta LGS$ = 10-20 giorni (periodo 1950-2020)

nelle regioni temperate e boreali. Questo prolungamento dovrebbe teoricamente aumentare NPP attraverso maggiore durata della fotosintesi. Modelli empirici stimano che ogni giorno addizionale di stagione vegetativa aumenta NPP di circa:

$\Delta NPP/\Delta t \approx$ 5-10 g C/(m²·giorno) in foreste temperate

Per un prolungamento di $\Delta t$ = 15 giorni, l'incremento atteso di NPP sarebbe:

$\Delta NPP = 15 \times 7{,}5 = 112{,}5$ g C/(m²·anno)

Corrispondente a circa il 15-25% di NPP in foreste temperate tipiche (450-800 g C/(m²·anno)):

$\Delta NPP/NPP_{tipica} = 112{,}5 / 625 = 0{,}18 = 18\%$

Osservazioni satellitari di indici di vegetazione come NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) confermano incrementi di produttività coerenti con questo ordine di grandezza nelle regioni boreali e temperate settentrionali.

Tuttavia, il prolungamento della stagione vegetativa può generare dissincronie ecologiche tra specie con diversa sensibilità termica o dipendenza da cue diversi (temperatura versus fotoperiodo). Un esempio ben documentato riguarda il sistema quercia-bruco-cincia in foreste temperate europee.

Se il picco di abbondanza di bruchi si verifica al giorno giuliano d_bruchi e il picco di richiesta energetica dei pulcini al giorno d_pulcini, il mismatch temporale è:

$\Delta d$ = d_bruchi - d_pulcini

Prima del riscaldamento, $\Delta d_0 \approx 0$ (sincronizzazione ottimale). Dopo il riscaldamento, $\Delta d_1 \approx$ -5 giorni (il picco di bruchi precede il picco di richiesta).

Questo mismatch ha conseguenze demografiche quantificabili. Studi su popolazioni di cince mostrano che il successo riproduttivo S (numero di pulcini che sopravvivono all'involo) decresce con l'aumento del mismatch secondo:

$S = S_{max} - \beta \times (\Delta d)^2$

dove S_max è il successo in condizioni di perfetta sincronizzazione e β è un coefficiente di penalizzazione.

Per popolazioni studiate in Olanda, S_max ≈ 7,5 pulcini/coppia e β ≈ 0,03 pulcini/giorno². Per Δd = 5 giorni:

$S = 7,5 - 0,03 \times 25 = 7,5 - 0,75 = 6,75$ pulcini/coppia

Una riduzione di:

$\Delta S/S_{max} = (7,5 - 6,75) / 7,5 = 0,10 = 10\%$

Questo declino ha contribuito a riduzioni di popolazione di cince in alcune aree europee.

## L'acidificazione oceanica e gli impatti sugli ecosistemi calcificatori

Come discusso nella Parte 6, l'assorbimento di $CO_2$ antropogenica da parte degli oceani sta causando acidificazione, con il pH superficiale che è già diminuito di circa ΔpH = -0,1 unità dalla rivoluzione industriale e proiezioni di ulteriori diminuzioni di -0,15 a -0,4 unità entro il 2100 negli scenari ad alte emissioni. Questa acidificazione ha implicazioni profonde per organismi marini che costruiscono strutture di carbonato di calcio $CaCO_3$, includendo coralli, molluschi, echinodermi, alcuni plankton e alghe calcaree.

La formazione di carbonato di calcio richiede la reazione chimica:

$$Ca^{2+} + CO_3^{2-} \rightarrow CaCO_3$$

La disponibilità di ioni carbonato $[CO_3^{2-}]$ è critica per questa reazione, e l'acidificazione riduce drammaticamente $[CO_3^{2-}]$ attraverso le reazioni di equilibrio del sistema carbonato.

Lo stato di saturazione Ω per un particolare minerale di carbonato (calcite o aragonite) è definito come:

$\Omega = [Ca^{2+}] \times [CO_3^{2-}] / K_{sp}$

dove $K_{sp}$ è il prodotto di solubilità del minerale. Quando $\Omega > 1$, il minerale è termodinamicamente favorevole a precipitare. Quando $\Omega < 1$, il minerale tende a dissolversi.

La concentrazione di ioni calcio negli oceani è relativamente costante a circa $[Ca^{2+}] = 0,0103$ mol/kg, controllata dal bilancio di lunga scala temporale con l'erosione continentale e la sedimentazione. La concentrazione di ioni carbonato, al contrario, varia significativamente con pH, temperatura, pressione (profondità) e salinità.

Nell'oceano superficiale pre-industriale con $pH_0 \approx 8,25$, la concentrazione di $CO_3^{2-}$ era approssimativamente:

$[CO_3^{2-}]_0 \approx 240$ μmol/kg

Con pH attuale $pH_1 \approx 8{,}05$, la concentrazione è diminuita a:

$[CO_3^{2-}]_1 \approx 200\ \mu mol/kg$

Una riduzione di:

$\Delta[CO_3^{2-}]/[CO_3^{2-}]_0 = (240 - 200) / 240 = 40 / 240 = 0{,}167 = 16{,}7\%$

Il prodotto di solubilità per aragonite a temperatura T = 25°C e salinità S = 35 è:

K_sp,aragonite = 6,65 × 10^(-7) $mol^2/kg^2$

Lo stato di saturazione per aragonite nell'oceano superficiale pre-industriale era:

Ω_aragonite,0 = (0,0103) × (0,000240) / (6,65 × 10^(-7)) Ω_aragonite,0 = 2,472 × 10^(-6) / (6,65 × 10^(-7)) = 3,72

Nell'oceano attuale:

Ω_aragonite,1 = (0,0103) × (0,000200) / (6,65 × 10^(-7)) Ω_aragonite,1 = 2,06 × 10^(-6) / (6,65 × 10^(-7)) = 3,10

La riduzione relativa è:

$\Delta\Omega/\Omega_0 = (3{,}72 - 3{,}10) / 3{,}72 = 0{,}62 / 3{,}72 = 0{,}167 = 16{,}7\%$

Coerente con la riduzione di $[CO_3^{2-}]$.

Proiezioni per lo scenario RCP8.5 (alte emissioni) indicano che entro il 2100, il pH oceanico superficiale potrebbe raggiungere $pH_{2100} \approx 7{,}75$, riducendo $[CO_3^{2-}]$ a circa:

$[CO_3^{2-}]_{2100} \approx 100\ \mu mol/kg$

Lo stato di saturazione diventerebbe:

Ω_2100 = (0,0103) × (0,000100) / (6,65 × 10^(-7)) Ω_2100 = 1,03 × 10^(-6) / (6,65 × 10^(-7)) = 1,55

Una riduzione del:

$\Delta\Omega/\Omega_0 = (3{,}72 - 1{,}55) / 3{,}72 = 2{,}17 / 3{,}72 = 0{,}58 = 58\%$

rispetto al valore pre-industriale.

Gli impatti biologici della riduzione di Ω sono stati quantificati attraverso esperimenti di mesocosmo e studi di laboratorio. La relazione empirica tra Ω e tasso di calcificazione G per coralli scleractiniani (reef-building) può essere approssimata da:

$G = G_{max} \times [(\Omega - \Omega_{crit}) / (\Omega_{sat} - \Omega_{crit})]$

dove:

- $G_{max}$ è il tasso massimo a saturazione completa
- $\Omega_{sat}$ è lo stato di saturazione di riferimento (valore pre-industriale $\Omega_{sat} \approx 3,7$)
- $\Omega_{crit}$ è il valore al di sotto del quale la calcificazione cessa ($\Omega_{crit} \approx 1,0$ per molte specie)

Per $\Omega$ attuale = 3,1:

$G_{attuale}/G_{max} = (3,1 - 1,0) / (3,7 - 1,0) = 2,1 / 2,7 = 0,778$

Ovvero 77,8% del tasso pre-industriale, implicando una riduzione del:

$\Delta G/G_{max} = 1 - 0,778 = 0,222 = 22,2\%$

della calcificazione corallina, consistente con osservazioni da esperimenti controllati.

Per $\Omega$ proiettato = 1,55 nel 2100 sotto RCP8.5:

$G_{2100}/G_{max} = (1,55 - 1,0) / 2,7 = 0,55 / 2,7 = 0,204$

Ovvero 20,4% del tasso pre-industriale, una riduzione catastrofica dell':

$\Delta G/G_{max} = 1 - 0,204 = 0,796 = 79,6\%$

Gli impatti osservati sugli ecosistemi corallini sono già evidenti. La Grande Barriera Corallina australiana ha sperimentato eventi di sbiancamento di massa (coral bleaching) di intensità e frequenza crescenti, con eventi maggiori nel 1998, 2002, 2016, 2017 e 2020. Lo sbiancamento è causato principalmente da stress termico (temperature superficiali marine anormalmente elevate che causano espulsione delle zooxantelle simbiotiche), ma l'acidificazione riduce la capacità di recupero dei coralli sbiancati attraverso la riduzione dei tassi di calcificazione.

Analisi quantitative della copertura corallina nella Grande Barriera mostrano declini da $C_{1985}$ = 28% di copertura media nel 1985 a $C_{2022}$ = 13,8% nel 2022, una riduzione del:

$\Delta C/C_{1985} = (28 - 13,8) / 28 = 14,2 / 28 = 0,507 = 50,7\%$

in 37 anni. I tassi di declino sono accelerati negli ultimi due decenni, con perdite particolarmente severe nei settori settentrionali e centrali dove lo stress termico è stato più intenso.

# Dinamica della Circolazione Atmosferica e Oceanica

### La circolazione generale dell'atmosfera: celle di Hadley, Ferrel e Polare

La circolazione atmosferica su larga scala è organizzata in celle meridionali caratteristiche che trasportano calore, momento angolare e umidità dalle regioni tropicali verso le latitudini più elevate. Queste strutture circolatorie, identificate per la prima volta da George Hadley nel 18-esimo secolo e successivamente rifinite da William Ferrel e altri, costituiscono il framework fondamentale per comprendere il clima globale e i pattern di precipitazione.

La cella di Hadley, che si estende dalle regioni equatoriali fino a circa 30 gradi di latitudine in ciascun emisfero, rappresenta la circolazione termica diretta più intensa del sistema climatico. Aria calda e umida si solleva nella regione della Zona di Convergenza Intertropicale (ITCZ), dove la convergenza degli alisei di entrambi gli emisferi e l'intenso riscaldamento solare superficiale creano condizioni di forte instabilità convettiva. Questa aria ascendente si raffredda adiabaticamente, condensa il proprio vapor d'acqua producendo le intense precipitazioni tropicali caratteristiche della ITCZ, e diverge in alta troposfera (circa 12-15 km di altitudine) verso i subtropici.

Il trasporto meridionale di massa nella cella di Hadley può essere quantificato attraverso la funzione di corrente di massa ψ, definita come l'integrale zonale e verticale del flusso meridionale:

$$\psi = (2\pi a \cos \varphi) \int_0^p (v \, dp) / g$$

dove:

- a è il raggio terrestre
- φ è la latitudine
- v è la velocità meridionale
- p è la pressione
- g è l'accelerazione gravitazionale

Il valore massimo di ψ nella cella di Hadley, che si verifica tipicamente intorno a p = 500 mbar di pressione e φ = 10-20° di latitudine, è dell'ordine di:

$\psi_{max} = 100\text{-}200 \times 10^9$ kg/s

Questo flusso di massa immenso trasporta circa Q_Hadley = 5-6 PW (petawatt) di energia termica dai tropici ai subtropici, contribuendo sostanzialmente al bilancio energetico globale.

La larghezza latitudinale della cella di Hadley è determinata dal bilancio tra riscaldamento tropicale, rotazione terrestre (effetto di Coriolis) e struttura termica dell'atmosfera. La teoria semi-empirica suggerisce che il bordo della cella si posiziona dove il raggio di deformazione di Rossby R_o raggiunge un valore critico:

$$R_o = \sqrt{(NH)} / f$$

dove:

- N è la frequenza di Brunt-Väisälä (stabilità stratificata troposferica)

- H è l'altezza di scala dell'atmosfera
- f è il parametro di Coriolis

Il parametro di Coriolis f è definito come:

$f = 2\Omega \sin \varphi$

dove $\Omega = 7{,}292 \times 10^{-5}$ rad/s è la velocità angolare di rotazione terrestre. A latitudine $\varphi = 30°$:

$f(30°) = 2 \times 7{,}292 \times 10^{-5} \times \sin(30°)$ $f(30°) = 2 \times 7{,}292 \times 10^{-5} \times 0{,}5$ $f(30°) = 7{,}292 \times 10^{-5}$ $s^{-1}$

La frequenza di Brunt-Väisälä troposferica media è tipicamente $N \approx 0{,}01$ $s^{-1}$, e l'altezza di scala $H \approx 8.000$ m. Il raggio di deformazione di Rossby risulta:

$R_o = \sqrt{(0{,}01 \times 8.000)} / (7{,}292 \times 10^{-5})$ $R_o = \sqrt{80} / (7{,}292 \times 10^{-5})$ $R_o = 8{,}944 / (7{,}292 \times 10^{-5})$ $R_o = 1{,}226 \times 10^5$ m $\approx 123$ km

Questo raggio di deformazione rappresenta la scala spaziale caratteristica su cui l'atmosfera può sostenere gradienti orizzontali di densità contro l'effetto stabilizzante della rotazione terrestre. La larghezza della cella di Hadley, approssimativamente $\Delta\varphi \approx 30°$ corrispondenti a circa $L_{Hadley} \approx 3.000$ km di estensione meridionale, è circa:

$L_{Hadley} / R_o \approx 3.000 / 123 \approx 24$

Ovvero circa 24 volte questo raggio di deformazione (nota: il calcolo precedente aveva un errore di un ordine di grandezza nel raggio di deformazione; il valore corretto è circa 1.000 km, rendendo il rapporto circa 3).

## L'espansione tropicale: evidenze osservative e meccanismi fisici

Una delle modifiche più robuste e significative della circolazione atmosferica indotte dal riscaldamento globale è l'espansione polare della cella di Hadley, con il bordo subtropicale che si sposta verso latitudini più elevate. Questa espansione ha conseguenze profonde per i pattern di precipitazione, la posizione delle fasce desertiche subtropicali e i percorsi delle tempeste di medie latitudini.

Le osservazioni da rianalisi atmosferiche per il periodo 1979-2020 documentano uno spostamento del bordo della cella di Hadley di:

$Trend_{SH}$ = 1,0-1,5°/decennio (emisfero Sud) $Trend_{NH}$ = 0,3-0,6°/decennio (emisfero Nord)

Con maggiore spostamento nell'emisfero Sud rispetto al Nord. Questa asimmetria interhemisferica è attribuita a differenze nella distribuzione terra-oceano, con l'emisfero Sud dominato da superfici oceaniche che rispondono più uniformemente al riscaldamento.

La definizione quantitativa del bordo della cella di Hadley può essere effettuata attraverso diversi metriche. Il metodo della funzione di corrente identifica il bordo come la latitudine dove $\psi = 0$ nella troposfera superiore (tipicamente $p = 500$ mbar). Metodi alternativi utilizzano il massimo del vento zonale subtropicale (jet subtropicale), lo zero della vorticità relativa media zonale $\zeta = 0$, o il massimo del gradiente meridionale della tropopausa.

Nonostante differenze quantitative tra metodi, tutti convergono su un pattern robusto di espansione polare. L'analisi della posizione del jet subtropicale, identificato come il massimo della velocità zonale u a 200 mbar, mostra spostamenti medi di circa:

$$\Delta\varphi_{jet} \approx 0{,}8°/\text{decennio}$$

nell'emisfero Sud durante l'estate australe (dicembre-febbraio), corrispondente al periodo di massima intensità della cella di Hadley in questo emisfero.

I meccanismi fisici responsabili dell'espansione tropicale sono complessi e coinvolgono interazioni tra molteplici processi. Il meccanismo dominante è legato all'aumento della stabilità statica troposferica (incremento di N) causato dal riscaldamento più intenso in alta troposfera rispetto alla superficie. Questo incremento di N aumenta il raggio di deformazione di Rossby:

$$R_o \propto \sqrt{N}$$

Se N aumenta del 10% a causa del riscaldamento (da $N_0 = 0{,}010$ s^(-1) a $N_1 = 0{,}011$ s^(-1)):

$$R_{o,1} / R_{o,0} = \sqrt{(N_1/N_0)} = \sqrt{(0{,}011/0{,}010)} = \sqrt{1{,}1} = 1{,}049$$

Ovvero un aumento del 4,9%. Per un raggio iniziale $R_{o,0} = 1.000$ km:

$\Delta R_o = 1.000 \times 0{,}049 = 49$ km

Poiché il bordo della cella si posiziona a circa 3 raggi di deformazione dall'equatore, lo spostamento totale è:

$$\Delta\varphi_{totale} \approx 3 \times 49 = 147 \text{ km}$$

Convertendo in gradi di latitudine, con $1° \approx 111$ km:

$\Delta\varphi_{totale} = 147 / 111 = 1{,}32°$

Su 40 anni di riscaldamento, questo corrisponde a:

Trend = 1,32 / 4 = 0,33°/decennio

Dello stesso ordine di grandezza delle osservazioni.

Altri meccanismi contribuenti includono la riduzione del gradiente di temperatura equatore-polo in bassa troposfera (amplificazione artica), che riduce la baroclinicità e sposta i percorsi delle

tempeste verso il polo, e l'aumento delle temperature superficiali tropicali, che intensifica il riscaldamento convettivo e quindi la forza della cella di Hadley.

## Il jet stream e la sua variabilità: teoria e conseguenze meteorologiche

I jet stream, correnti d'aria concentrate ad alta velocità che scorrono da ovest verso est nelle regioni di medie latitudini a circa 9-12 km di altitudine, svolgono un ruolo fondamentale nel determinare i pattern meteorologici di queste regioni. Il jet stream polare, che separa le masse d'aria fredde artiche da quelle più calde temperate, è mantenuto dal gradiente di temperatura meridionale attraverso il bilancio del vento termico.

La relazione del vento termico, derivabile dalle equazioni primitive dell'atmosfera assumendo equilibrio geostrofico (bilancio tra forza di Coriolis e gradiente di pressione), esprime la variazione verticale del vento orizzontale in funzione del gradiente orizzontale di temperatura:

$$\partial u_g/\partial z = -(g / fT) \times (\partial T/\partial y)$$

dove:

- $u_g$ è la componente zonale del vento geostrofico
- $z$ è l'altitudine
- $g = 9{,}81\ m/s^2$ è l'accelerazione gravitazionale
- $f$ è il parametro di Coriolis
- $T$ è la temperatura
- $y$ è la coordinata meridionale

Integrando verticalmente dalla superficie ($z = 0$, dove il vento è assunto $u_g(0) = 0$ per semplicità) fino all'altitudine del jet $z = H \approx 10.000$ m, la velocità del jet è:

$$u_{jet} \approx -(g / fT_{medio}) \times (\partial T/\partial y) \times H$$

Il gradiente meridionale di temperatura nelle regioni di medie latitudini (circa $\varphi = 45\text{-}55°$) è tipicamente:

$$\partial T/\partial y \approx -5 \times 10^{-6}\ K/m = -0{,}005\ K/km$$

(raffreddamento verso il polo). Con $f \approx 10^{-4}\ s^{-1}$, $T_{medio} \approx 270$ K, $H = 10.000$ m:

$$u_{jet} \approx -[9{,}81 / (10^{-4} \times 270)] \times (-5 \times 10^{-6}) \times 10.000$$
$$u_{jet} \approx [9{,}81 / 0{,}027] \times 5 \times 10^{-6} \times 10^4$$
$$u_{jet} \approx 363{,}3 \times 0{,}05$$
$$u_{jet} \approx 18{,}2\ m/s$$

Questo valore è inferiore alle velocità massime osservate del jet polare (tipicamente $u_{jet,max} = 50\text{-}100$ m/s) perché l'analisi semplificata sopra non include il contributo del gradiente di temperatura verticale nella troposfera e assume condizioni medie piuttosto che il massimo gradiente.

Il riscaldamento globale sta modificando il jet stream attraverso due effetti contrapposti. Da un lato, l'amplificazione artica (riscaldamento artico più rapido della media globale) riduce il gradiente di temperatura equatore-polo in bassa troposfera:

$$|\partial T/\partial y|_{superficie} \downarrow$$

tendendo a indebolire il jet. Dall'altro, il raffreddamento stratosferico e il maggiore riscaldamento in alta troposfera tropicale aumentano il gradiente di temperatura nella troposfera superiore:

$$|\partial T/\partial y|_{alta_troposfera} \uparrow$$

tendendo a intensificare il jet.

L'effetto netto dipende dalla latitudine e dall'altitudine. Osservazioni mostrano che il jet subtropicale (circa $\varphi = 30°$, associato al bordo della cella di Hadley) si è intensificato e spostato verso il polo, consistente con l'espansione tropicale discussa sopra. Il jet polare (circa $\varphi = 60°$) mostra variazioni più complesse.

La maggiore ondulazione del jet polare è stata ipotizzata come meccanismo per eventi meteorologici estremi persistenti. L'ampiezza meridionale delle onde di Rossby può essere caratterizzata attraverso l'analisi armonica della latitudine del jet. Decomponendo la latitudine $\varphi_{jet}$ in funzione della longitudine $\lambda$ come:

$$\varphi_{jet}(\lambda) = \varphi_{medio} + \Sigma_k [A_k \cos(k\lambda + \varphi_k)]$$

dove $A_k$ è l'ampiezza dell'armonica k-esima, incrementi di $A_k$ indicano maggiore ondulazione.

Analisi di rianalisi atmosferiche per il periodo 1979-2020 mostrano incrementi statisticamente significativi di $A_k$ per k = 6-8 (numero d'onda 6-8) durante l'estate boreale, con ampiezza media che aumenta da:

$$A_{k,1980s} \approx 5° \text{ (anni 1980)}$$

a:

$$A_{k,2010s} \approx 6{,}5° \text{ (anni 2010)}$$

Un incremento di:

$$\Delta A_k / A_{k,1980s} = (6{,}5 - 5) / 5 = 1{,}5 / 5 = 0{,}30 = 30\%$$

Tuttavia, la robustezza di questo segnale e la sua attribuzione al cambiamento climatico antropogenico rimangono oggetto di ricerca attiva e dibattito scientifico.

## La circolazione termoalina oceanica e l'Atlantic Meridional Overturning Circulation

Gli oceani giocano un ruolo critico nel sistema climatico attraverso il trasporto di enormi quantità di calore dalle regioni tropicali verso le alte latitudini, moderando i gradienti di temperatura globali e influenzando profondamente i climi regionali. La circolazione termoalina, guidata da differenze di densità create da gradienti di temperatura e salinità, costituisce il meccanismo fondamentale di questo trasporto.

L'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), la componente dell'Atlantico della circolazione termoalina globale, trasporta acqua superficiale calda verso nord, dove si raffredda, aumenta di densità e affonda nelle regioni subpolari, successivamente scorrendo verso sud in profondità e ritornando ai tropici in un ciclo che richiede circa τ_AMOC ≈ 1.000 anni per completarsi.

L'intensità dell'AMOC è convenzionalmente quantificata dal massimo della funzione di corrente meridionale a $\varphi = 26{,}5°N$, dove un sistema di strumenti oceanografici (il progetto RAPID) misura continuamente dal 2004 i flussi di massa attraverso l'intero bacino Atlantico. La funzione di corrente $\psi$ in coordinate oceaniche è definita come:

$$\psi(z) = \int_{-H}^{z} \int_{x_{ovest}}^{x_{est}} v \, dx \, dz'$$

dove v è la velocità meridionale, x è la coordinata zonale, z è la profondità e H è la profondità del fondale.

Il valore massimo di $\psi$, che si verifica tipicamente intorno a $z = -1.000$ m di profondità, rappresenta il trasporto netto verso nord di acqua superficiale e il trasporto equivalente verso sud di acqua profonda. La media temporale di questo massimo dal 2004 al 2020 è:

$\psi_{max,medio} = 17{,}2$ Sv (Sverdrup)

con 1 Sv = $10^6$ m³/s, e variabilità interannuale significativa nell'intervallo $\psi_{max} = 12\text{-}22$ Sv.

Il trasporto di calore associato all'AMOC può essere calcolato come:

$$Q_{AMOC} = \rho \, c_p \, \psi_{max} \, \Delta T$$

dove:

- $\rho = 1.025$ kg/m³ è la densità dell'acqua marina
- $c_p = 3.993$ J/(kg·K) è il calore specifico dell'acqua marina
- $\Delta T$ è la differenza di temperatura tra acqua superficiale verso nord e acqua profonda verso sud

A $\varphi = 26{,}5°N$, la temperatura dell'acqua superficiale verso nord è $T_{sup} \approx 20°C$, mentre la temperatura dell'acqua profonda verso sud (North Atlantic Deep Water) è $T_{prof} \approx 3°C$, fornendo:

$\Delta T = 20 - 3 = 17$ K

Il trasporto di calore è:

$$Q_{AMOC} = 1.025 \times 3.993 \times (17{,}2 \times 10^6) \times 17 \quad Q_{AMOC} = 1.025 \times 3.993 \times 17{,}2 \times 17 \times 10^6 \quad Q_{AMOC} = 1.196 \times 10^{15}\ W \approx 1{,}20\ PW$$

Questo enorme trasporto di calore contribuisce a mantenere il clima europeo circa $\Delta T_{Europa} \approx 5\text{-}10°C$ più caldo di quanto sarebbe in assenza dell'AMOC, rendendo abitabili regioni a latitudini comparabili a quelle del Canada settentrionale.

Le osservazioni dal progetto RAPID e da altri sistemi di monitoraggio indicano un indebolimento dell'AMOC di circa:

$$\Delta\psi_{max} \approx -2 \text{ a } -3\ Sv\ (10\text{-}17\%)$$

rispetto alla media storica stimata da ricostruzioni paleoceanografiche e modelli. Le serie temporali 2004-2020 mostrano un trend negativo di:

$$Trend_{AMOC} \approx -0{,}1\ Sv/anno$$

sebbene con grande incertezza a causa della forte variabilità naturale.

Proiezioni da modelli climatici accoppiati oceano-atmosfera suggeriscono che l'AMOC potrebbe indebolirsi ulteriormente del 25-40% entro il 2100 nello scenario RCP8.5 ad alte emissioni, a causa dell'input di acqua dolce da fusione del ghiaccio groenlandese e di precipitazione aumentata alle alte latitudini, che riducono la densità superficiale e quindi la formazione di acque profonde.

Un collasso completo dell'AMOC, sebbene considerato molto improbabile (probabilità $P_{collasso} < 10\%$) entro il 2100, avrebbe conseguenze climatiche catastrofiche, includendo raffreddamento di $\Delta T_{Europa} \approx -5 \text{ a } -10°C$ in Europa nord-occidentale, spostamento verso sud della ITCZ tropicale con drastici cambiamenti nelle precipitazioni monsoniche africane e asiatiche, e innalzamento accelerato del livello marino lungo la costa orientale del Nord America.

## Le oscillazioni climatiche naturali: ENSO, NAO, PDO

Sovrapposti al trend di riscaldamento antropogenico, esistono modi di variabilità climatica naturale su scale temporali interannuali e decadali che modulano temperature, precipitazioni e circolazione atmosferica e oceanica. La comprensione quantitativa di questi modi è essenziale per separare segnali antropogenici da variabilità naturale e per proiezioni climatiche regionali.

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) è il modo dominante di variabilità climatica interannuale, con impatti globali estesi ben oltre la regione tropicale del Pacifico dove ha origine. ENSO rappresenta un accoppiamento oceano-atmosfera che oscilla tra stati caldi (El Niño), normali e freddi (La Niña) con periodicità irregolare di $T_{ENSO} = 2\text{-}7$ anni.

Durante eventi El Niño, le temperature superficiali del Pacifico equatoriale orientale aumentano di $\Delta SST = 2\text{-}4°C$ rispetto alla climatologia, causate dall'indebolimento degli alisei che normalmente trasportano acqua calda superficiale verso ovest e permettono upwelling di acqua fredda profonda lungo le coste sudamericane.

La teoria di ENSO può essere compresa attraverso il framework dell'oscillatore ritardato (delayed oscillator) proposto da Suarez e Schopf. In questo modello semplificato, le anomalie di temperatura superficiale T nel Pacifico equatoriale orientale evolvono secondo l'equazione differenziale ritardata:

$$dT/dt = a\,T(t - \tau) - b\,T(t) - c\,T^3(t)$$

dove:

- $a > 0$ rappresenta il feedback positivo di Bjerknes (accoppiamento oceano-atmosfera)
- $\tau$ è il tempo di transito delle onde oceaniche Kelvin attraverso il bacino equatoriale ($\tau \approx 2\text{-}3$ mesi)
- $b > 0$ rappresenta lo smorzamento termico
- $c > 0$ rappresenta la non-linearità che limita l'ampiezza

Soluzioni di questa equazione esibiscono oscillazioni auto-sostenute con periodo:

$$T_{ENSO} \approx 4\tau$$

Consistente con il periodo osservato $T_{ENSO} = 2\text{-}7$ anni per $\tau = 2\text{-}4$ mesi variabili con le condizioni climatiche di base.

L'ampiezza dell'oscillazione è proporzionale a:

$$A_{ENSO} \propto \sqrt{[(a - b) / c]}$$

Se il riscaldamento globale aumenta il feedback di Bjerknes (a aumenta) o riduce lo smorzamento (b diminuisce), l'ampiezza di ENSO potrebbe aumentare.

Le proiezioni da modelli CMIP6 mostrano risultati divergenti sulla risposta futura di ENSO. La variabilità di ENSO nella maggior parte dei modelli aumenta di circa:

$$\Delta\sigma_{ENSO} / \sigma_{ENSO,storico} \approx 10\text{-}20\%$$

entro il 2100 nello scenario SSP5-8,5, ma con grande spread inter-modello che riflette incertezze nei feedback oceano-atmosfera tropicali.

La North Atlantic Oscillation (NAO) è il modo dominante di variabilità atmosferica nell'Atlantico Nord su scale temporali mensili a decadali. NAO rappresenta oscillazioni nella differenza di pressione atmosferica tra l'Islanda (bassa pressione) e le Azzorre (alta pressione). L'indice NAO è definito come:

$$NAO = (P_{Azzorre} - P_{Islanda}) / \sigma_P$$

normalizzato per la deviazione standard σ_P.

Durante la fase positiva di NAO (NAO > 0), il gradiente di pressione è intensificato, causando alisei più forti, jet stream più intenso e spostato verso nord, inverni più miti e umidi in Europa nord-occidentale e più freddi e secchi nel Mediterraneo. Durante la fase negativa (NAO < 0), i pattern sono invertiti.

L'indice NAO non mostra trend significativo su scale temporali secolari, ma esibisce variabilità decadale pronunciata. Il periodo 1960-1990 ha mostrato una tendenza verso valori più positivi di NAO, associata a inverni europei più miti, ma questa tendenza si è invertita dopo il 1995.

La Pacific Decadal Oscillation (PDO) è un modo di variabilità di temperatura superficiale del Pacifico Nord con caratteristiche simili a ENSO ma con scale temporali più lunghe T_PDO = 15-30 anni e pattern spaziale centrato nel Pacifico extra-tropicale. L'indice PDO è definito come il primo componente principale (PC1) dell'anomalia di SST mensile nel Pacifico Nord (20-70°N).

Fasi positive di PDO sono associate a SST anormalmente calda lungo la costa occidentale del Nord America e fredda nel Pacifico centrale, con impatti significativi su precipitazioni, temperature e ecosistemi marini. La comprensione fisica di PDO è meno sviluppata di quella per ENSO, con dibattito se PDO rappresenti un modo fisico indipendente o semplicemente l'impronta passiva di ENSO e variabilità atmosferica stocastica integrata su scale temporali decadali.

# L'Innalzamento del Livello Marino - Meccanismi Fisici, Quantificazione e Proiezioni

## Il livello marino globale: definizioni e metodologie di misurazione

L'innalzamento del livello marino rappresenta una delle conseguenze più dirette e visibili del riscaldamento globale, con implicazioni profonde per centinaia di milioni di persone che vivono in regioni costiere di bassa elevazione. La comprensione quantitativa di questo fenomeno richiede l'integrazione di molteplici linee di evidenza osservativa, dalla mareografia storica all'altimetria satellitare, e la modellizzazione fisica dei processi che contribuiscono alle variazioni del livello oceanico.

Il livello marino medio globale, comunemente indicato con l'acronimo GMSL (Global Mean Sea Level), è definito come la media spaziale dell'altezza della superficie oceanica rispetto a un geoide di riferimento, ovvero una superficie equipotenziale del campo gravitazionale terrestre che rappresenta il livello marino ideale in assenza di correnti, maree e perturbazioni atmosferiche. Questa definizione apparentemente semplice nasconde complessità sostanziali legate alla geometria non uniforme del geoide, alle variazioni spaziali della gravità terrestre causate da ridistribuzione di massa, e agli effetti isostatic adjustment che continuano a modificare l'elevazione della crosta terrestre in risposta alla rimozione delle calotte glaciali dell'ultima era glaciale.

Le misurazioni mareografiche, che costituiscono il record storico più lungo di variazioni del livello marino, sono effettuate attraverso strumenti che registrano continuamente l'altezza della superficie oceanica rispetto a un punto di riferimento fisso sulla terraferma. Tuttavia, queste misurazioni sono intrinsecamente relative, nel senso che registrano il cambiamento del livello marino rispetto alla terraferma locale, che può essa stessa muoversi verticalmente a causa di subsidenza geologica, sollevamento tettonico, compattazione dei sedimenti o aggiustamento isostatico glaciale.

Il tasso di aggiustamento isostatico glaciale, indicato convenzionalmente con GIA (Glacial Isostatic Adjustment), descrive il movimento verticale della crosta terrestre in risposta alla rimozione del peso delle calotte glaciali pleistoceniche. Nelle regioni che erano coperte da ghiaccio spesso durante l'ultimo massimo glaciale circa ventimila anni fa, come la Fennoscandia e il Canada orientale, la crosta sta ancora sollevandosi con tassi che possono raggiungere valori fino a:

dz/dt = 8-10 millimetri all'anno

in alcune località centrali come la Baia di Hudson. Al contrario, nelle regioni periferiche alle antiche calotte, come la costa orientale degli Stati Uniti, la crosta sta subsidendo a tassi tipici di:

dz/dt = -1 a -2 millimetri all'anno

creando un apparente innalzamento del livello marino locale maggiore dell'innalzamento globale effettivo.

La correzione delle misurazioni mareografiche per GIA richiede modelli geofisici complessi che simulano la risposta visco-elastica della Terra solida alle variazioni di carico superficiale. Il modello mantello terrestre è tipicamente parametrizzato attraverso la viscosità del mantello inferiore $\eta_{LM}$ e del mantello superiore $\eta_{UM}$, con valori ottimali determinati da fitting a osservazioni geodetiche multiple. I valori comunemente utilizzati sono:

$\eta_{LM} = 2\text{-}5 \times 10^{21}$ Pascal secondo

$\eta_{UM} = 5 \times 10^{20}$ Pascal secondo

La risposta isostatica può essere modellata attraverso l'equazione di equilibrio visco-elastico. Per un carico superficiale istantaneo applicato al tempo t uguale zero, lo spostamento verticale della superficie terrestre u(r,t) evolve secondo:

$$\partial u/\partial t = -u/\tau_{relax} + F_{carico}(r)/\mu$$

dove $\tau_{relax}$ è il tempo di rilassamento caratteristico del mantello, r è la posizione spaziale, $\mu$ è il modulo di rigidità della litosfera e $F_{carico}$ rappresenta la forzante dovuta al carico superficiale. Il tempo di rilassamento dipende dalla viscosità del mantello secondo:

$\tau_{relax} = \eta_{UM}/\mu$

Con $\mu = 7 \times 10^{10}$ Pascal per la litosfera e $\eta_{UM} = 5 \times 10^{20}$ Pascal secondo:

$\tau_relax = (5 \times 10\text{^}20)/(7 \times 10\text{^}10) = 7{,}14 \times 10\text{^}9$ secondi

Convertendo in anni, dividendo per il numero di secondi in un anno che è 31.536.000 secondi:

$\tau_relax = 7{,}14 \times 10\text{^}9/31.536.000 = 226$ anni

Questo lungo tempo scala spiega perché l'aggiustamento isostatico continua millenni dopo la rimozione dei carichi glaciali.

L'avvento dell'altimetria satellitare ha rivoluzionato la misurazione del livello marino globale fornendo copertura spaziale quasi completa degli oceani con precisione senza precedenti. Il primo satellite altimetrico dedicato, TOPEX/Poseidon, lanciato nel 1992, e i suoi successori Jason-1, Jason-2 e Jason-3, hanno fornito un record continuo e calibrato di altezza della superficie oceanica con precisione dell'ordine di:

$\sigma_altimetria$ = 3-4 centimetri (misura istantanea singola)

$\sigma_GMSL$ = 3-4 millimetri (media globale mensile)

Il principio di funzionamento dell'altimetria satellitare si basa sulla misurazione del tempo di volo di un impulso radar emesso dal satellite e riflesso dalla superficie oceanica. Il satellite emette un impulso elettromagnetico ad alta frequenza, tipicamente nella banda Ku intorno a 13,6 gigahertz, e misura con estrema precisione il tempo trascorso $\Delta t$ tra emissione e ricezione dell'eco riflessa. La distanza radiale R tra il satellite e la superficie oceanica è data da:

$R = (c \times \Delta t)/2$

dove $c = 2{,}998 \times 10\text{^}8$ metri al secondo è la velocità della luce nel vuoto e il fattore due al denominatore tiene conto del fatto che la radiazione percorre il tragitto due volte, andata e ritorno. Per un tempo di volo tipico $\Delta t = 4{,}67$ millisecondi corrispondente a un'altitudine orbitale del satellite di circa settecento chilometri:

$R = (2{,}998 \times 10\text{^}8 \times 4{,}67 \times 10\text{^}-3)/2 = (1{,}40 \times 10\text{^}6)/2 = 7{,}0 \times 10\text{^}5$ metri = 700 chilometri

L'altezza della superficie oceanica h rispetto al geoide di riferimento è quindi calcolata come:

$h = H_orbita - R - \Sigma_correzioni$

dove $H_orbita$ è l'altitudine dell'orbita satellitare determinata con estrema precisione attraverso sistemi di posizionamento GPS e laser ranging, e $\Sigma_correzioni$ include una serie di termini correttivi che tengono conto di:

1. Ritardo atmosferico: La radiazione radar attraversando l'atmosfera sperimenta rallentamento a causa dell'indice di rifrazione n maggiore di uno. La troposfera secca contribuisce un ritardo $\Delta h_troposfera_secca \approx 2{,}3$ metri quasi costante, mentre il vapor d'acqua troposferico contribuisce un ritardo variabile $\Delta h_vapor_acqua$ = 0-50 centimetri dipendente dall'umidità atmosferica, che viene stimato attraverso radiometri a microonde a bordo del

satellite. La ionosfera contribuisce un ritardo dipendente dalla frequenza Δh_ionosfera che può essere corretto utilizzando misurazioni a due frequenze.

2. Stato del mare: La superficie oceanica rugosa a causa delle onde diffonde la radiazione radar in modo complesso, con il segnale riflesso che rappresenta una media pesata su un'impronta di circa dieci chilometri di diametro. La correzione per lo stato del mare SWH (Significant Wave Height) può raggiungere Δh_SWH = 0-70 centimetri in condizioni di mare molto agitato.

3. Maree oceaniche e terrestri: Le maree gravitazionali causate da Luna e Sole producono variazioni periodiche del livello marino con ampiezza che può superare h_marea = 10 metri in regioni con grande escursione mareale. Queste variazioni sono predette con grande accuratezza attraverso modelli mareali globali e sottratte dalle misurazioni.

4. Bias strumentale: Ogni satellite ha bias sistematici che devono essere determinati attraverso calibrazione con mareografi e confronto con altri satelliti durante periodi di sovrapposizione temporale.

## I contributi fisici all'innalzamento del livello marino: espansione termica degli oceani

Il riscaldamento degli oceani causa espansione termica dell'acqua marina, aumentando il volume oceanico e quindi il livello marino anche senza aggiunta di massa. Questo processo, chiamato steric sea level rise, rappresenta uno dei due contributi dominanti all'innalzamento del livello marino nel ventesimo e ventunesimo secolo.

Il coefficiente di espansione termica dell'acqua marina α_T è definito come la variazione frazionaria di volume per unità di variazione di temperatura a pressione costante:

$$\alpha_T = (1/V)(\partial V/\partial T)|_P$$

Questo coefficiente dipende dalla temperatura, dalla pressione e dalla salinità dell'acqua marina. Per acqua marina standard con salinità S = 35 parti per mille, il coefficiente di espansione termica varia da:

α_T(T=0°C, P=0) = 6,8 × 10^-5 per grado Celsius

a:

α_T(T=20°C, P=0) = 25,7 × 10^-5 per grado Celsius

Questa forte dipendenza dalla temperatura riflette la struttura molecolare complessa dell'acqua liquida e le interazioni idrogeno tra molecole. L'acqua è anomala tra i liquidi comuni in quanto il

suo coefficiente di espansione termica aumenta con la temperatura, diversamente dalla maggior parte delle sostanze che mostrano coefficienti approssimativamente costanti.

La pressione idrostatica nelle profondità oceaniche riduce il coefficiente di espansione termica. A profondità z = 4.000 metri, dove la pressione è circa P = 400 bar = 4 × 10^7 Pascal, il coefficiente è ridotto di circa il venti per cento rispetto al valore superficiale:

$$\alpha_T(T=3°C, P=400 \text{ bar}) \approx 1{,}0 \times 10^{-4} \text{ per grado Celsius}$$

Il contributo all'innalzamento del livello marino da espansione termica può essere calcolato integrando la variazione di volume su tutto l'oceano. Se l'oceano ha una colonna d'acqua di profondità H(x,y) che dipende dalla posizione geografica (x,y), e la temperatura T(x,y,z,t) varia con profondità z e tempo t, la variazione di volume specifico δV dovuta a un cambiamento di temperatura δT a profondità z è:

$$\delta V/V = \alpha_T(T,P) \times \delta T$$

L'innalzamento del livello marino termosterico Δh_thermosteric può essere calcolato come:

$$\Delta h_{thermosteric} = (1/A_{oceano}) \iint_{area} \int_0^H \alpha_T(T,P,S) \times \Delta T(z) \, dz \, dx \, dy$$

dove A_oceano = 3,61 × 10^8 chilometri quadrati è l'area superficiale totale degli oceani e ΔT(z) rappresenta il cambiamento di temperatura rispetto a uno stato di riferimento, tipicamente la media climatologica del periodo 1971-2000.

Le osservazioni oceanografiche da profili di temperatura ottenuti attraverso boe Argo, navi di ricerca e altri sistemi di monitoraggio in situ documentano un riscaldamento oceanico pervasivo negli ultimi decenni. Il contenuto di calore oceanico OHC (Ocean Heat Content), definito come l'integrale del prodotto tra massa d'acqua e temperatura in eccesso rispetto a una baseline:

$$OHC = \iiint \rho \, c_p \, (T - T_{ref}) \, dV$$

dove ϱ = 1.025 chilogrammi per metro cubo è la densità dell'acqua marina, c_p = 3.993 Joule per chilogrammo per kelvin è il calore specifico e T_ref è la temperatura di riferimento, ha mostrato incrementi drammatici.

Per lo strato oceanico superiore 0-700 metri, l'incremento di OHC per il periodo 1971-2018 è:

ΔOHC_0-700m = 1,63 × 10^23 Joule (intervallo di confidenza 95%: 1,48-1,79 × 10^23 Joule)

Questo incremento energetico corrisponde a un tasso medio di accumulo di energia di:

Potenza_media = ΔOHC/Δt = (1,63 × 10^23)/(47 anni × 31.536.000 secondi/anno)

Potenza_media = (1,63 × 10^23)/(1,482 × 10^9) = 1,10 × 10^14 Watt

Ovvero circa centodiecimila terawatt. Distribuito sull'area superficiale terrestre A_Terra = 5,1 × 10^8 chilometri quadrati = 5,1 × 10^14 metri quadrati, questo rappresenta un flusso energetico medio di:

Flusso = (1,10 × 10^14)/(5,1 × 10^14) = 0,216 Watt per metro quadrato

Coerente con lo squilibrio energetico radiativo globale del sistema Terra stimato essere circa 0,5-1,0 Watt per metro quadrato, con gli oceani che assorbono la maggior parte di questo eccesso energetico.

Per convertire l'incremento di calore oceanico in innalzamento termosterico del livello marino, dobbiamo considerare il coefficiente di espansione termica medio pesato per volume. Assumendo un coefficiente medio $\alpha_{T,medio} = 2,0 \times 10^{-4}$ per grado Celsius per lo strato 0-700 metri, l'incremento di temperatura medio $\Delta T_{medio}$ può essere stimato da:

$\Delta OHC = \rho c_p V_{oceano,0-700m} \Delta T_{medio}$

Il volume dello strato superiore 0-700 metri degli oceani è circa:

$V_{0-700m} = A_{oceano} \times 700$ metri = 3,61 × 10^14 metri quadrati × 700 metri = 2,53 × 10^17 metri cubi

Risolvendo per $\Delta T_{medio}$:

$\Delta T_{medio} = \Delta OHC/(\rho c_p V_{0-700m})$

$\Delta T_{medio} = (1,63 \times 10^{23})/(1.025 \times 3.993 \times 2,53 \times 10^{17})$

$\Delta T_{medio} = (1,63 \times 10^{23})/(1,035 \times 10^{21}) = 157,5 \times 10^{(-21+23)} = 0,158$ gradi Celsius

L'espansione termica risultante dello strato 0-700 metri è:

$\Delta h_{0-700m} = \alpha_{T,medio} \times \Delta T_{medio} \times 700$ metri

$\Delta h_{0-700m} = 2,0 \times 10^{-4} \times 0,158 \times 700 = 2,21 \times 10^{-2}$ metri = 22,1 millimetri

Le stime basate su analisi dirette di profili di temperatura confermano che il contributo termosterico dallo strato 0-700 metri all'innalzamento del livello marino per il periodo 1971-2018 è:

$\Delta h_{thermosteric,0-700m} = 20 \pm 3$ millimetri

in eccellente accordo con il calcolo sopra basato su OHC.

Per lo strato più profondo 700-2000 metri, il riscaldamento è stato meno intenso ma comunque significativo, contribuendo ulteriori:

$\Delta h_{thermosteric,700-2000m} = 12 \pm 2$ millimetri (1971-2018)

E per le profondità oltre 2000 metri, l'espansione termica ha contribuito:

$\Delta h_{thermosteric,>2000m} = 5 \pm 2$ millimetri (1971-2018)

Il contributo termosterico totale dall'intero oceano per il periodo 1971-2018 è quindi:

$\Delta h_{thermosteric,totale} = 20 + 12 + 5 = 37$ millimetri

con un tasso medio di:

$dh/dt = 37$ millimetri/47 anni = 0,79 millimetri all'anno

Le osservazioni mostrano che questo tasso è accelerato nelle ultime due decadi. Per il periodo 2006-2018, il tasso termosterico è aumentato a:

$dh/dt = 1{,}4 \pm 0{,}2$ millimetri all'anno

riflettendo l'intensificazione del riscaldamento oceanico.

## Il contributo criosferico: fusione delle calotte glaciali e dei ghiacciai montani

Mentre l'espansione termica oceanica rappresenta un contributo significativo all'innalzamento del livello marino, l'aggiunta di massa d'acqua dolce dagli archivi di ghiaccio terrestre costituisce un contributo altrettanto importante e, su scale temporali lunghe, potenzialmente dominante.

La fusione del ghiaccio terrestre contribuisce direttamente all'innalzamento del livello marino attraverso trasferimento di massa dall'idrosfera continentale all'oceano. La relazione tra perdita di massa di ghiaccio $\Delta M$ e innalzamento del livello marino $\Delta h$ è:

$\Delta h = \Delta M/(\varrho_{acqua} \times A_{oceano})$

dove $\varrho_{acqua} = 1.000$ chilogrammi per metro cubo è la densità dell'acqua dolce e $A_{oceano} = 3{,}61 \times 10^{14}$ metri quadrati è l'area oceanica. Una perdita di massa di:

$\Delta M = 1.000$ gigatonnellate $= 1 \times 10^{15}$ chilogrammi

produce un innalzamento di:

$\Delta h = (1 \times 10^{15})/(1.000 \times 3{,}61 \times 10^{14}) = (1 \times 10^{15})/(3{,}61 \times 10^{17}) = 2{,}77 \times 10^{-3}$ metri = 2,77 millimetri

Quindi la relazione semplificata è che ogni trilione di chilogrammi, ovvero mille gigatonnellate, di ghiaccio fuso contribuisce circa 2,8 millimetri di innalzamento del livello marino.

Questa relazione lineare semplice ignora effetti di secondo ordine ma quantitativamente rilevanti, particolarmente per perdite massive di ghiaccio dalle calotte polari. Questi effetti includono:

1. **Effetto gravitazionale autoattrattivo**: Le grandi masse di ghiaccio esercitano attrazione gravitazionale sulle acque oceaniche circostanti, creando un "rigonfiamento" del livello

marino nelle vicinanze della calotta. Quando la calotta perde massa, questo rigonfiamento diminuisce, causando paradossalmente un abbassamento del livello marino nelle regioni prossimali alla calotta e un innalzamento maggiore della media in regioni distanti. Questo effetto è chiamato fingerprint gravitazionale.

2. **Carico elastico e isostatico**: L'aggiunta di massa d'acqua agli oceani deprime elasticamente il fondale oceanico, riducendo parzialmente l'innalzamento apparente del livello marino. Simultaneamente, la rimozione di massa dalle regioni glaciali permette sollevamento isostatico della crosta sottostante.

3. **Effetto rotazionale**: Grandi redistribuzioni di massa sulla Terra modificano il tensore d'inerzia del pianeta e quindi l'asse di rotazione e la velocità di rotazione, causando ulteriori deformazioni del geoide e variazioni spazialmente complesse del livello marino.

L'equazione del mare gravitazionalmente auto-consistente, che incorpora questi effetti, è un'equazione integrale complessa che deve essere risolta numericamente. La variazione del livello marino relativo $\Delta\zeta(\theta,\lambda)$ alla posizione (latitudine $\theta$, longitudine $\lambda$) dovuta a una redistribuzione di massa superficiale $\Delta M(\theta',\lambda')$ può essere espressa formalmente come:

$$\Delta\zeta(\theta,\lambda) = \iint G(\theta,\lambda,\theta',\lambda') \times \Delta M(\theta',\lambda')\, d\Omega'$$

dove G è la funzione di Green gravitazionale che include i contributi gravitazionali, elastici e rotazionali, e l'integrale è esteso su tutta la superficie terrestre.

Per la fusione della calotta groenlandese, il fingerprint gravitazionale produce un abbassamento del livello marino $\Delta\zeta < 0$ in un raggio di circa duemila chilometri dalla Groenlandia, con valori che possono raggiungere:

$\Delta\zeta$ = -20% dell'innalzamento globale medio

nelle regioni immediatamente adiacenti. Al contrario, in regioni remote come l'emisfero Sud, l'innalzamento supera la media globale di circa:

$\Delta\zeta$ = +25% dell'innalzamento globale medio

Le osservazioni dalla missione gravitazionale satellitare GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) e la sua successora GRACE Follow-On forniscono misurazioni dirette delle variazioni di massa delle calotte glaciali attraverso rilevamento delle anomalie del campo gravitazionale terrestre. I satelliti gemelli GRACE volano in formazione a circa cinquecento chilometri di altitudine con separazione di circa duecento chilometri, misurando con estrema precisione le variazioni della distanza relativa attraverso un sistema di ranging a microonde. Quando i satelliti sorvolano regioni con anomalie di massa, la distanza relativa varia a causa della perturbazione gravitazionale, permettendo di ricostruire il campo gravitazionale con risoluzione spaziale di circa trecento chilometri.

Per la calotta groenlandese, le misurazioni GRACE per il periodo 2002-2020 documentano una perdita di massa media di:

$dM/dt = -276 \pm 28$ gigatonnellate all'anno

con accelerazione significativa visibile confrontando periodi diversi:

Periodo 2002-2009: $dM/dt = -220$ gigatonnellate all'anno Periodo 2010-2020: $dM/dt = -320$ gigatonnellate all'anno

L'accelerazione è:

$d^2M/dt^2 = (-320 - (-220))/(2015 - 2005,5) = -100/9,5 = -10,5$ gigatonnellate all'anno per anno

Questa accelerazione drammatica riflette l'intensificazione sia della fusione superficiale sia dello scarico dinamico attraverso ghiacciai di sbocco accelerati.

Il contributo della Groenlandia all'innalzamento del livello marino può essere calcolato dalla perdita di massa media. Per il periodo 2010-2020 con $dM/dt = -320$ gigatonnellate all'anno, il contributo annuale è:

$dh/dt = 320/(3,61 \times 10\text{^}5) = 0,886$ millimetri all'anno

Cumulativamente sul decennio 2010-2020:

$\Delta h_Groenlandia = 0,886 \times 10 = 8,86$ millimetri

circa nove millimetri di innalzamento del livello marino da questa singola calotta in un decennio.

Per l'Antartide, la situazione è più complessa a causa delle differenze regionali marcate tra l'Antartide orientale relativamente stabile, l'Antartide occidentale in rapida perdita di massa e la Penisola Antartica. I dati GRACE per il periodo 2002-2020 indicano una perdita di massa totale antartica di:

$dM/dt = -150 \pm 50$ gigatonnellate all'anno

con la maggior parte proveniente dall'Antartide occidentale (WAIS):

$dM/dt_WAIS = -120 \pm 30$ gigatonnellate all'anno

e dalla Penisola Antartica:

$dM/dt_Penisola = -25 \pm 10$ gigatonnellate all'anno

mentre l'Antartide orientale mostra bilancio approssimativamente in equilibrio o leggermente positivo:

$dM/dt_EAIS = -5 \pm 20$ gigatonnellate all'anno

Il contributo antartico totale all'innalzamento del livello marino per il periodo 2010-2020 è:

dh/dt = 150/(3,61 × 10^5) = 0,415 millimetri all'anno

I ghiacciai montani e le piccole calotte glaciali, nonostante contengano solo circa 0,4 metri di equivalente livello marino comparato agli oltre sessanta metri in Groenlandia e Antartide, stanno perdendo massa a tassi relativamente molto più rapidi, contribuendo significativamente all'innalzamento del livello marino attuale.

Le osservazioni da bilanci di massa glaciologici, geodetici e gravitazionali convergono su una perdita globale da ghiacciai montani di:

dM/dt = -290 ± 30 gigatonnellate all'anno (periodo 2006-2016)

Questo contribuisce all'innalzamento del livello marino a un tasso di:

dh/dt = 290/(3,61 × 10^5) = 0,803 millimetri all'anno

comparabile al contributo della calotta groenlandese, nonostante la massa totale molto inferiore.

I tassi di perdita variano sostanzialmente tra regioni:

Alaska: -75 ± 11 gigatonnellate all'anno Ande Patagoniche: -21 ± 6 gigatonnellate all'anno Alpi Europee: -3 ± 1 gigatonnellate all'anno Asia Alta Montagna (Himalaya-Karakoram-Tibet): -16 ± 11 gigatonnellate all'anno Ande Tropicali: -4 ± 2 gigatonnellate all'anno Islanda: -9 ± 3 gigatonnellate all'anno Artico Canadese: -42 ± 6 gigatonnellate all'anno Svalbard: -8 ± 3 gigatonnellate all'anno Scandinavia: -2 ± 1 gigatonnellate all'anno Russia (Caucaso + Asia Centrale): -7 ± 3 gigatonnellate all'anno Nuova Zelanda: -1 ± 0,3 gigatonnellate all'anno Regioni Subantartiche: -7 ± 2 gigatonnellate all'anno

## Il budget del livello marino: chiusura del bilancio e attribuzione

Il livello marino globale medio misurato da altimetria satellitare per il periodo 1993-2020 mostra un incremento totale di:

Δh_osservato = 95 ± 4 millimetri

corrispondente a un tasso medio di:

dh/dt_medio = 95/27 = 3,52 millimetri all'anno

con accelerazione evidente nel tasso, che è aumentato da circa 2,1 millimetri all'anno nel periodo 1993-2002 a circa 4,8 millimetri all'anno nel periodo 2013-2020.

Il budget del livello marino richiede che la somma dei contributi individuali uguagli il cambiamento osservato totale. Per il periodo 2006-2018, possiamo confrontare:

**Contributi osservati:**

- Espansione termica oceanica: 1,40 ± 0,2 millimetri all'anno
- Calotta Groenlandese: 0,77 ± 0,03 millimetri all'anno
- Calotta Antartica: 0,43 ± 0,05 millimetri all'anno
- Ghiacciai montani: 0,81 ± 0,1 millimetri all'anno
- Acque terrestri (falde, laghi, suolo): 0,15 ± 0,2 millimetri all'anno

Somma dei contributi: 3,56 ± 0,3 millimetri all'anno

**Innalzamento osservato da altimetria:** 3,58 ± 0,3 millimetri all'anno

Il bilancio chiude entro le incertezze:

Residuo = 3,58 - 3,56 = 0,02 ± 0,42 millimetri all'anno

consistente con zero, confermando che i principali contributi sono stati quantificati correttamente.

La capacità di chiudere il budget del livello marino rappresenta un test fondamentale della comprensione del sistema climatico e delle metodologie osservative. Il fatto che contributi stimati indipendentemente attraverso tecniche diverse (gravimetria satellitare per le masse di ghiaccio, profili in situ di temperatura per l'espansione termica, altimetria satellitare per il livello marino totale) convergano consistentemente fornisce forte confidenza nella robustezza delle stime.

## Proiezioni future dell'innalzamento del livello marino

Le proiezioni dell'innalzamento del livello marino per il ventiduesimo secolo e oltre dipendono criticamente dalle traiettorie future di emissioni di gas serra, dalla sensibilità climatica del sistema Terra e, in modo particolarmente incerto, dalla risposta dinamica delle grandi calotte glaciali di Groenlandia e Antartide.

Il quinto e sesto rapporto di valutazione dell'IPCC hanno fornito proiezioni probabilistiche per scenari multipli di emissioni. Per lo scenario SSP1-2,6 (mitigazione forte con picco di emissioni intorno al 2050 e raggiungimento di emissioni nette zero entro il 2075), la proiezione media dell'innalzamento del livello marino per il periodo 2081-2100 rispetto alla media 1995-2014 è:

$\Delta h_SSP1\text{-}2{,}6 = 0{,}43$ metri (intervallo probabile: 0,28-0,62 metri)

Per lo scenario intermedio SSP2-4,5:

$\Delta h_SSP2\text{-}4{,}5 = 0{,}56$ metri (intervallo probabile: 0,37-0,79 metri)

E per lo scenario ad alte emissioni SSP5-8,5:

$\Delta h_SSP5\text{-}8{,}5 = 0{,}77$ metri (intervallo probabile: 0,55-1,01 metri)

Questi valori rappresentano medie multi-modello da ensemble di modelli accoppiati oceano-atmosfera-ghiaccio. I contributi relativi dei diversi processi proiettati per il 2100 nello scenario SSP5-8,5 sono:

- Espansione termica oceanica: 0,32 metri (42% del totale)
- Ghiacciai montani: 0,14 metri (18%)
- Calotta Groenlandese: 0,18 metri (23%)
- Calotta Antartica: 0,13 metri (17%)

È importante sottolineare che questi valori rappresentano medie probabilistiche e che esistono code di distribuzione verso valori più elevati che, sebbene considerate meno probabili, non possono essere escluse. In particolare, processi di instabilità dinamica delle calotte glaciali come la Marine Ice Sheet Instability (MISI) discussa nella Parte 7, e il collasso potenziale di piattaforme di ghiaccio galleggianti che attualmente buttress (supportano) il flusso di ghiaccio dalla calotta verso l'oceano, potrebbero accelerare drammaticamente il contributo antartico.

Il meccanismo di Marine Ice Cliff Instability (MICI), proposto da DeConto e Pollard, suggerisce che fronti di ghiaccio estremamente alti (oltre cento metri sopra il livello marino) potrebbero essere meccanicamente instabili e collassare per frattura strutturale anche in assenza di fusione basale, innescando ritiro rapido. Se questo meccanismo operasse ampiamente in Antartide, il contributo antartico al livello marino entro il 2100 potrebbe raggiungere valori nell'intervallo:

$\Delta h_{Antartide,MICI} = 0,5\text{-}1,0$ metri (scenario estremo, bassa confidenza)

e addirittura diversi metri entro il 2200-2300. Tuttavia, la validità fisica di questo meccanismo e la sua rilevanza per le calotte attuali rimangono oggetto di intensa ricerca e dibattito.

Su scale temporali multi-secolari e millenarie, l'innalzamento del livello marino committato dalle emissioni già avvenute e future è sostanziale. Anche in scenari di forte mitigazione che stabilizzano le temperature globali a 1,5-2,0 gradi Celsius sopra i livelli pre-industriali, l'inerzia termica oceanica e la risposta lenta delle calotte glaciali implicano innalzamento continuato per secoli.

Studi di modellizzazione suggeriscono che per ogni grado Celsius di riscaldamento globale sostenuto, il livello marino continuerà ad aumentare di circa:

$\Delta h_{committato} = 2\text{-}3$ metri per grado Celsius

su scale temporali di millenni, principalmente a causa della disintegrazione parziale della calotta groenlandese (che contribuisce circa 1,5 metri per grado Celsius) e dell'Antartide occidentale (circa 1 metro per grado Celsius).

Per un riscaldamento di 2 gradi Celsius, l'innalzamento committato sarebbe:

$\Delta h_{committato,2C} = 4\text{-}6$ metri

mentre per 4 gradi Celsius:

$\Delta h_{committato,4C}$ = 8-12 metri

Questi valori trovano supporto in evidenze paleoclimatiche dall'ultimo periodo interglaciale, circa 125.000 anni fa, quando le temperature globali erano circa 1-2 gradi Celsius superiori all'era pre-industriale e il livello marino era 6-9 metri più alto dell'attuale, implicando disintegrazione sostanziale delle calotte groenlandese e antartica occidentale.

# Attribuzione dei Cambiamenti Climatici - Metodologie Statistiche e Evidenze Empiriche

## Il framework concettuale dell'attribuzione climatica

L'attribuzione dei cambiamenti climatici osservati a specifiche cause fisiche, particolarmente alle attività antropogeniche, rappresenta una delle questioni scientifiche più rigorosamente investigate nella climatologia moderna. La scienza dell'attribuzione combina molteplici linee di evidenza - osservazioni del sistema climatico, comprensione fisica dei processi, esperimenti numerici con modelli climatici, e analisi statistiche sofisticate - per quantificare il grado in cui cambiamenti osservati possono essere attribuiti a forzanti specifici piuttosto che a variabilità naturale interna del sistema climatico.

Il framework formale dell'attribuzione climatica richiede la formulazione di ipotesi alternative chiare e testabili. L'ipotesi nulla $H_0$ tipicamente postula che i cambiamenti osservati siano consistenti con variabilità climatica naturale in assenza di forzanti antropogenici. L'ipotesi alternativa $H_1$ postula che i cambiamenti osservati includano un contributo significativo da forzanti antropogenici che eccede la variabilità naturale attesa.

La valutazione statistica di queste ipotesi richiede la caratterizzazione quantitativa di due distribuzioni di probabilità:

1. $P_0(X)$ rappresenta la distribuzione di probabilità della variabile climatica X (ad esempio, temperatura media globale) sotto il regime di solo forzanti naturali, ovvero il "clima naturale" controfattuale che sarebbe esistito in assenza di attività umane.

2. $P_1(X)$ rappresenta la distribuzione sotto il regime di forzanti naturali più antropogenici, ovvero il "clima attuale".

Il problema fondamentale dell'attribuzione è che $P_0(X)$ non è direttamente osservabile, poiché viviamo nel mondo reale dove forzanti antropogenici sono stati operativi per oltre un secolo. La distribuzione $P_0$ deve quindi essere stimata attraverso una combinazione di:

a) Simulazioni con modelli climatici forced solo da forzanti naturali (variazioni solari, aerosol vulcanici) b) Ricostruzioni paleoclimatiche del clima pre-industriale c) Analisi statistica della variabilità naturale osservata prima dell'intensificazione delle attività antropogeniche

La separazione statistica tra le due distribuzioni può essere quantificata attraverso diversi approcci. Il metodo optimal fingerprinting, sviluppato da Hasselmann e collaboratori negli anni novanta, formula il problema come un problema di regressione multipla dove il campo osservato y(x,t) di una variabile climatica è decomposto come combinazione lineare di pattern spaziali caratteristici (fingerprints) associati a diversi forzanti:

$$y(x,t) = \Sigma_i \beta_i \times F_i(x,t) + \eta(x,t)$$

dove:

- $y(x,t)$ è il campo osservato (ad esempio, anomalie di temperatura come funzione della posizione geografica x e tempo t)
- $F_i(x,t)$ sono i fingerprints associati al forzante i-esimo (gas serra, aerosol, variazioni solari, vulcani)
- $\beta_i$ sono coefficienti di scaling da stimare
- $\eta(x,t)$ rappresenta variabilità interna (rumore) e errori di modello

I fingerprints $F_i$ sono tipicamente derivati da simulazioni con modelli climatici dove ciascun forzante viene applicato isolatamente. Ad esempio, il fingerprint dei gas serra F_GHG mostra riscaldamento prevalentemente in troposfera con raffreddamento stratosferico, amplificazione artica e maggiore riscaldamento su terre emerse. Il fingerprint degli aerosol F_aerosol mostra raffreddamento preferenziale nell'emisfero Nord dove le emissioni sono concentrate.

La stima dei coefficienti $\beta_i$ avviene attraverso minimizzazione dei minimi quadrati:

$$\hat{\beta} = (F^T C_\eta^{-1} F)^{-1} F^T C_\eta^{-1} y$$

dove F è la matrice dei fingerprints, y è il vettore delle osservazioni e $C_\eta$ è la matrice di covarianza del rumore interno stimata da simulazioni di controllo dei modelli climatici senza forzanti esterni.

L'ipotesi nulla di assenza di un forzante specifico corrisponde a $\hat{\beta}_i = 0$. La significatività statistica della deviazione da zero è valutata attraverso la statistica t:

$$t = \hat{\beta}_i / \sigma(\hat{\beta}_i)$$

dove $\sigma(\hat{\beta}_i)$ è l'errore standard del coefficiente stimato. Valori di t maggiori di circa 1,96 in valore assoluto indicano significatività al livello del novantacinque per cento (corrispondente a $p < 0,05$ in un test a due code).

Per il fingerprint dei gas serra applicato alle anomalie di temperatura superficiale globale del periodo 1951-2020, le analisi optimal fingerprinting producono tipicamente:

$$\hat{\beta}_{GHG} = 1,05 \pm 0,15$$

con:

$t = 1{,}05/0{,}15 = 7{,}0$

fortemente significativo ($p < 0{,}0001$). Il valore $\hat{\beta}_{GHG} \approx 1$ indica che il riscaldamento osservato è consistente con la previsione dei modelli per il forcing dei gas serra, né significativamente maggiore né minore.

Per gli aerosol:

$\hat{\beta}_{aerosol} = 0{,}95 \pm 0{,}25$

anche questo consistente con le previsioni modellistiche del raffreddamento da aerosol.

Per i forzanti naturali (solare e vulcanico combinati):

$\hat{\beta}_{naturale} = 0{,}85 \pm 0{,}30$

indicando che anche questi contribuiscono al pattern osservato ma con effetto netto minore.

## Evidenze dall'analisi delle tendenze di temperatura

L'analisi statistica delle tendenze di temperatura globale fornisce una delle evidenze più dirette e robuste dell'influenza antropogenica. Le serie temporali di temperatura superficiale globale mostrano un incremento inequivocabile nel periodo strumentale, con particolare accelerazione dopo il 1970.

La tendenza lineare per il periodo 1850-2020 calcolata attraverso regressione ai minimi quadrati ordinari è:

$\text{Trend}_{1850\text{-}2020} = 0{,}065 \pm 0{,}003$ gradi Celsius per decennio

con coefficiente di determinazione:

$R^2 = 0{,}87$

indicando che l'ottantasette per cento della varianza temporale è spiegata dalla tendenza lineare.

Tuttavia, la tendenza non è costante nel tempo. Segmentando il record in periodi:

Periodo 1850-1900: Trend = $0{,}022 \pm 0{,}015$ gradi Celsius per decennio (non significativo, $p = 0{,}14$) Periodo 1900-1950: Trend = $0{,}071 \pm 0{,}012$ gradi Celsius per decennio (significativo, $p < 0{,}001$) Periodo 1950-1980: Trend = $0{,}013 \pm 0{,}020$ gradi Celsius per decennio (non significativo, $p = 0{,}51$) Periodo 1980-2020: Trend = $0{,}187 \pm 0{,}015$ gradi Celsius per decennio (fortemente significativo, $p < 0{,}0001$)

La pausa apparente o rallentamento nel riscaldamento durante il periodo 1950-1980 è attribuibile alla competizione tra il forcing positivo crescente dei gas serra e il forcing negativo degli aerosol solfati, le cui emissioni sono cresciute drammaticamente durante il boom industriale post-bellico prima dell'implementazione di controlli sulla qualità dell'aria.

L'accelerazione marcata dopo il 1980 è consistente con la crescita continua delle concentrazioni di gas serra e la riduzione relativa delle emissioni di aerosol solfati in molte regioni industrializzate a seguito di legislazioni ambientali (Clean Air Act negli Stati Uniti, direttive europee simili).

La significatività statistica della tendenza recente può essere valutata confrontando la tendenza osservata con la distribuzione di tendenze generate da variabilità climatica naturale in assenza di forcing esterno. Le simulazioni di controllo dai modelli CMIP6, che rappresentano migliaia di anni di clima stazionario senza forzanti esterni, forniscono una stima della variabilità interna su scale temporali decadali.

L'analisi di queste simulazioni di controllo indica che la deviazione standard delle tendenze quadradecadali (quarant'anni) di temperatura globale dovuta a variabilità interna è:

$$\sigma_{trend,interno} \approx 0{,}03 \text{ gradi Celsius per decennio}$$

La tendenza osservata 1980-2020 di 0,187 gradi Celsius per decennio rappresenta quindi:

$$Z = (0{,}187 - 0)/(0{,}03) = 6{,}23$$

deviazioni standard dalla media della distribuzione di variabilità naturale. La probabilità di osservare una tendenza così estrema per pura variabilità interna è:

$$p = P(|Z| > 6{,}23) \approx 5 \times 10^{-10}$$

ovvero cinque su dieci miliardi, essenzialmente impossibile. Questo costituisce evidenza schiacciante che la tendenza osservata non può essere spiegata da variabilità naturale e richiede un forcing esterno.

## Pattern spaziali di riscaldamento e coerenza con previsioni fisiche

Oltre alla tendenza globale, il pattern spaziale del riscaldamento osservato fornisce un test discriminante delle cause fisiche. Diversi meccanismi di forzante producono pattern spaziali caratteristici distinti, permettendo attribuzione causale.

Il riscaldamento da aumento di gas serra è previsto produrre:

1. **Amplificazione artica**: Riscaldamento amplificato alle alte latitudini dell'emisfero Nord a causa di feedback positivi (albedo-ghiaccio, inversione termica, vapore acqueo). Il rapporto di amplificazione teorico è:

$$A_{artico} = \Delta T_{artico} / \Delta T_{globale} \approx 2\text{-}4$$

Le osservazioni per il periodo 1980-2020 mostrano:

$\Delta T_{artico}$ (60-90°N) = 3,1 gradi Celsius $\Delta T_{globale}$ = 0,85 gradi Celsius $A_{artico,osservato}$ = 3,1/0,85 = 3,65

in eccellente accordo con le previsioni.

2. **Riscaldamento preferenziale su terre emerse**: A causa della minore capacità termica e inerzia delle superfici continentali rispetto agli oceani, il riscaldamento su terra è amplificato. Le osservazioni mostrano:

$$\Delta T_{terra} / \Delta T_{oceano} \approx 1,6$$

consistente con previsioni modellistiche di circa 1,5-1,8.

3. **Raffreddamento stratosferico**: L'aumento di $CO_2$ in stratosfera aumenta l'emissione radiativa infrarossa verso lo spazio, raffreddando lo strato. Simultaneamente, la riduzione di ozono stratosferico (causata da clorofluorocarburi, un effetto antropogenico indipendente) riduce l'assorbimento di radiazione ultravioletta solare, contribuendo ulteriore raffreddamento. Le osservazioni da radiosonde e satelliti mostrano:

$$\text{Trend}_{stratosfera_inferiore} (12\text{-}20 \text{ km}) = -0,35 \pm 0,08 \text{ gradi Celsius per decennio } (1979\text{-}2020)$$

mentre la troposfera si riscalda. Questo pattern verticale contrastante (troposfera calda, stratosfera fredda) è una firma diagnostica univoca del forzamento da gas serra e distingue chiaramente questo meccanismo da forzamento solare, che riscalderebbe entrambi gli strati.

4. **Riscaldamento troposferico tropicale superiore**: I modelli di circolazione generale prevedono che in regime di riscaldamento da gas serra, la troposfera tropicale superiore (8-12 km di altitudine) dovrebbe riscaldarsi più rapidamente della superficie a causa del rilascio di calore latente amplificato in convezione profonda più intensa. Questo è a volte chiamato "hot spot tropicale".

Il rapporto di amplificazione teorico è:

$$A_{troposfera_sup} = \Delta T_{troposfera_sup} / \Delta T_{superficie} \approx 1,2\text{-}1,4$$

Le osservazioni da radiosonde per il periodo 1979-2020 mostrano risultati con maggiore incertezza a causa di problemi di calibrazione strumentale e copertura spaziale limitata, ma le stime migliori indicano:

$$A_{troposfera_sup,osservato} \approx 1,1\text{-}1,3$$

in accordo ragionevole con le previsioni, sebbene con margini d'errore più ampi che per le osservazioni superficiali.

## Coerenza multi-variabile: oltre la temperatura

La robustezza dell'attribuzione è enormemente rafforzata dalla coerenza osservata attraverso molteplici variabili climatiche indipendenti, ciascuna delle quali mostra cambiamenti consistenti con le previsioni fisiche del riscaldamento da gas serra.

**Contenuto di calore oceanico**: Come discusso nella Parte 13, l'accumulo di calore negli oceani è consistente con lo squilibrio energetico radiativo previsto dall'aumento di gas serra. Il tasso di accumulo di circa 1 × 10^14 Watt osservato è in accordo con modelli e vincoli fisici indipendenti.

**Vapor d'acqua atmosferico**: La relazione di Clausius-Clapeyron predice incremento del contenuto di vapor d'acqua di circa 6-7% per grado Celsius di riscaldamento. Le osservazioni satellitari mostrano incrementi di acqua precipitabile totale di:

Trend = 1,5 ± 0,3% per decennio (1988-2020)

Per un riscaldamento superficiale di circa 0,2 gradi Celsius per decennio nello stesso periodo:

Trend normalizzato = 1,5/0,2 = 7,5% per grado Celsius

consistente con Clausius-Clapeyron.

**Ritiro criosferico**: La riduzione di massa delle calotte glaciali, ghiacciai montani e ghiaccio marino è quantitativamente consistente con il riscaldamento osservato e le relazioni fisiche note tra temperatura e bilancio di massa del ghiaccio. Per i ghiacciai montani, la sensibilità empirica del bilancio di massa specifico b alla temperatura T è circa:

db/dT ≈ -0,8 a -1,2 metri equivalente acqua per grado Celsius per anno

Per un riscaldamento medio nelle regioni glaciali di ΔT ≈ 1,5 gradi Celsius (maggiore della media globale a causa dell'elevazione e latitudine), il bilancio di massa medio atteso è:

b = -1,0 × 1,5 = -1,5 metri equivalente acqua per anno

Le osservazioni da bilanci di massa glaciologici su ghiacciai di riferimento globali mostrano media recente di:

b_osservato ≈ -1,2 ± 0,4 metri equivalente acqua per anno

in accordo eccellente.

**Innalzamento del livello marino**: La chiusura del budget del livello marino discussa nella Parte 13, dove la somma di contributi fisicamente stimati (espansione termica, fusione ghiaccio) concorda con le misurazioni altimetriche dirette entro le incertezze, costituisce un test rigoroso della coerenza fisica del sistema di osservazioni e modelli.

**Salinità oceanica**: Il ciclo idrologico intensificato (incremento di evaporazione e precipitazione) dovrebbe amplificare i contrasti di salinità oceanica, con regioni ad alta salinità (subtropicali, alta evaporazione) che diventano più saline e regioni a bassa salinità (alte latitudini, alta precipitazione) che diventano più fresche. Il principio di amplificazione può essere espresso come "wet gets wetter, dry gets drier" applicato ai pattern di salinità.

Le osservazioni da profili oceanografici per il periodo 1950-2020 mostrano tendenze di salinità superficiale coerenti con questo pattern. In regioni subtropicali ad alta salinità ($S_0 > 35,5$ parti per mille), la tendenza media è:

$dS/dt = +0,03$ parti per mille per decennio

mentre in regioni polari e subpolari a bassa salinità ($S_0 < 34,5$ parti per mille), la tendenza è:

$dS/dt = -0,04$ parti per mille per decennio

Il contrasto crescente è:

$\Delta(dS/dt) = 0,03 - (-0,04) = 0,07$ parti per mille per decennio

L'amplificazione del contrasto di salinità A_salinità può essere quantificata come:

$A_salinità = [S_alto(t) - S_basso(t)] / [S_alto(t_0) - S_basso(t_0)]$

Con $S_alto(1950) = 35,8$ e $S_basso(1950) = 34,2$, il contrasto iniziale è $\Delta S_0 = 1,6$ parti per mille. Dopo sette decenni:

$\Delta S(2020) = 1,6 + 70 \times 0,07/10 = 1,6 + 0,49 = 2,09$ parti per mille

L'amplificazione è:

$A_salinità = 2,09/1,6 = 1,31$

ovvero un aumento del trentuno per cento del contrasto, coerente con un ciclo idrologico intensificato di circa 4-5% in questo periodo.

## Esperimenti di rilevamento e attribuzione con modelli climatici

Gli esperimenti numerici con modelli climatici forniscono il framework quantitativo centrale per l'attribuzione, permettendo confronti controllati tra simulazioni con diverse combinazioni di forzanti.

Il protocollo standard prevede tre tipologie di simulazioni:

1. **Simulazioni storiche ALL-forcing**: Include tutti i forzanti naturali e antropogenici (gas serra, aerosol, ozono, uso del suolo, variazioni solari, aerosol vulcanici) per il periodo storico tipicamente 1850-2020.

2. **Simulazioni NAT (natural-only)**: Include solo forzanti naturali (variazioni solari, aerosol vulcanici) escludendo tutti i forzanti antropogenici.

3. **Simulazioni GHG-only**: Include solo forzanti da gas serra, escludendo aerosol antropogenici e altri forzanti.

Ciascuna simulazione viene replicata multiple volte (tipicamente 5-30 ensemble members) con condizioni iniziali leggermente perturbate per campionare la variabilità interna. L'ensemble mean fornisce la risposta forzata, mentre lo spread tra membri quantifica l'incertezza dovuta a variabilità interna.

Il confronto tra osservazioni e simulazioni NAT permette di testare l'ipotesi che il riscaldamento osservato possa essere spiegato da solo forzanti naturali. Le analisi mostrano che le simulazioni NAT producono temperature globali per il periodo 1950-2020 che fluttuano intorno alla media pre-industriale senza trend significativo:

Trend_NAT = 0,01 ± 0,03 gradi Celsius per decennio

statisticamente indistinguibile da zero e drammaticamente inferiore al trend osservato di 0,13 gradi Celsius per decennio nello stesso periodo. La probabilità che le osservazioni siano consistenti con le simulazioni NAT è:

$p < 0,001$

Le simulazioni ALL-forcing, al contrario, riproducono il trend osservato con accordo eccellente:

Trend_ALL = 0,125 ± 0,015 gradi Celsius per decennio

statisticamente indistinguibile dal trend osservato di 0,13 gradi Celsius per decennio.

Questo confronto permette una dichiarazione quantitativa di attribuzione: il riscaldamento osservato è consistente con le simulazioni che includono forzanti antropogenici e inconsistente con simulazioni di solo forzanti naturali, con livello di confidenza estremamente elevato ($p < 0,001$).

Le simulazioni GHG-only mostrano riscaldamento ancora maggiore:

Trend_GHG = 0,18 ± 0,02 gradi Celsius per decennio

superiore alle osservazioni. Questo eccesso è atteso perché l'esperimento GHG-only esclude il raffreddamento parziale da aerosol antropogenici. La differenza:

Trend_GHG - Trend_ALL = 0,18 - 0,125 = 0,055 gradi Celsius per decennio

rappresenta l'effetto di mascheramento degli aerosol, stimato essere circa il quaranta per cento del riscaldamento da gas serra.

## Attribuzione di eventi estremi individuali

Oltre all'attribuzione di tendenze climatiche multi-decadali, una frontiera recente della scienza dell'attribuzione riguarda l'attribuzione di eventi meteorologici estremi individuali, come ondate di calore specifiche, precipitazioni estreme o siccità.

Il framework concettuale, formalizzato da Allen e colleghi, si basa sul calcolo del rischio attribuibile, definito come la variazione di probabilità di un evento dovuta al cambiamento climatico antropogenico.

Sia $P_1(E)$ la probabilità dell'evento E nel clima attuale (con forzanti antropogenici) e $P_0(E)$ la probabilità nello scenario controfattuale di clima naturale (senza forzanti antropogenici). Il rischio relativo RR è:

$RR = P_1(E) / P_0(E)$

E la frazione attribuibile FAR (Fraction of Attributable Risk) è:

$FAR = (P_1 - P_0) / P_1 = 1 - (1/RR)$

Un valore FAR = 0,5 indica che il cambiamento climatico ha raddoppiato la probabilità dell'evento (RR = 2). Un valore FAR = 0,75 indica che il cambiamento climatico ha quadruplicato la probabilità (RR = 4).

La stima di $P_0$ e $P_1$ richiede simulazioni di ensemble ampi in due mondi alternativi: il mondo attuale e un mondo controfattuale senza influenza antropogenica. Tipicamente questo è implementato attraverso:

1. Simulazioni di clima attuale forzate con forzanti antropogenici più naturali (decine di migliaia di anni di simulazione)
2. Simulazioni di clima naturale forzate solo con forzanti naturali (decine di migliaia di anni)

La probabilità dell'evento in ciascun ensemble è stimata contando la frazione di anni in cui l'evento si verifica:

$\hat{P} = N_eventi / N_totale$

con incertezza statistica:

$$\sigma_P = \sqrt{[\hat{P}(1 - \hat{P}) / N_totale]}$$

**Esempio: Ondata di calore Europa 2003**

L'ondata di calore estiva del 2003 in Europa occidentale ha causato temperature estreme record, con anomalie che hanno superato 5 gradi Celsius rispetto alla climatologia in molte regioni e stima di circa 70.000 morti in eccesso.

Studi di attribuzione hanno stimato:

$P_0(T > T_2003) \approx 0{,}001$ (probabilità dello 0,1% nello scenario naturale, ovvero periodo di ritorno di mille anni)

$P_1(T > T_2003) \approx 0{,}05$ (probabilità del 5% nel clima attuale, ovvero periodo di ritorno di venti anni)

Il rischio relativo è:

$RR = 0{,}05 / 0{,}001 = 50$

E la frazione attribuibile:

$FAR = 1 - 1/50 = 0{,}98$

Questo indica che il cambiamento climatico antropogenico ha aumentato la probabilità di un'ondata di calore di questa intensità di un fattore cinquanta, e che il novantotto per cento del rischio attuale è attribuibile al cambiamento climatico.

Alternativamente, si può formulare l'attribuzione in termini di intensità: quanto più intenso è stato l'evento a causa del cambiamento climatico? Se l'evento con probabilità $p = 0{,}05$ (periodo di ritorno venti anni) nello scenario naturale aveva temperatura $T_{0,0,05}$, mentre nello scenario attuale ha temperatura $T_{1,0,05}$, l'intensificazione attribuibile è:

$\Delta T_attribuibile = T_{1,0,05} - T_{0,0,05}$

Per l'ondata di calore 2003, stime indicano:

$\Delta T_attribuibile \approx 2\text{-}3$ gradi Celsius

ovvero l'ondata di calore è stata 2-3 gradi Celsius più calda di quanto sarebbe stata in assenza di cambiamento climatico antropogenico.

**Esempio: Precipitazioni estreme Houston 2017 (Uragano Harvey)**

L'uragano Harvey ha scaricato precipitazioni record su Houston, Texas, nell'agosto 2017, con accumuli che hanno superato 1.500 millimetri in alcune località in pochi giorni, causando inondazioni catastrofiche.

Studi di attribuzione hanno stimato che il cambiamento climatico ha:

1. Aumentato l'intensità delle precipitazioni di circa:

$\Delta P/P \approx 15\text{-}20\%$

coerente con l'incremento di vapor d'acqua atmosferico di circa 10-15% nell'atmosfera più calda secondo Clausius-Clapeyron.

2. Aumentato la probabilità di precipitazioni di questa intensità di un fattore:

$RR \approx 3\text{-}4$

ovvero reso l'evento tre-quattro volte più probabile.

La frazione attribuibile è:

FAR = 1 - 1/3,5 = 0,71

indicando che circa il settantuno per cento del rischio è attribuibile al cambiamento climatico.

## Sintesi quantitativa dell'evidenza di attribuzione

L'IPCC nel sesto rapporto di valutazione (AR6, 2021) ha fornito dichiarazioni di attribuzione con livelli di confidenza quantitativi basati sulla totalità delle evidenze. Le conclusioni principali includono:

**Temperatura superficiale globale:** "È inequivocabile che l'influenza umana ha riscaldato l'atmosfera, l'oceano e la terraferma." Livello di confidenza: Virtualmente certo (probabilità > 99%)

Il riscaldamento osservato di circa 1,1 gradi Celsius dal periodo 1850-1900 al periodo 2011-2020 è attribuibile a:

- Forzanti antropogenici totali: +1,07 gradi Celsius (intervallo probabile: 0,8-1,3 gradi Celsius)
    - Gas serra: +1,5 gradi Celsius (1,0-2,0 gradi Celsius)
    - Aerosol e altri: -0,4 gradi Celsius (-0,6 a -0,2 gradi Celsius)
- Forzanti naturali: +0,0 gradi Celsius (-0,1 a +0,1 gradi Celsius)

Il contributo netto dei forzanti naturali è indistinguibile da zero, mentre i forzanti antropogenici spiegano essenzialmente tutto il riscaldamento osservato.

**Eventi estremi:**

- Ondate di calore: "È praticamente certo che la frequenza e l'intensità di estremi caldi, incluse ondate di calore, sono aumentate."
- Precipitazioni estreme: "È molto probabile che precipitazioni estreme sono intensificate su scala globale."
- Siccità agricola ed ecologica: "È probabile che siccità agricola ed ecologica siano aumentate in alcune regioni."

**Criosfera:**

- "È virtualmente certo che il ghiaccio marino artico, la neve nell'emisfero Nord e il permafrost sono diminuiti in risposta al riscaldamento superficiale."
- "È molto probabile che l'influenza umana è il driver principale del ritiro dei ghiacciai a livello globale."

**Oceano:**

- "È estremamente probabile che l'influenza umana è il driver principale del riscaldamento oceanico osservato dal 1970."

- "È molto probabile che l'influenza umana ha contribuito all'innalzamento del livello marino globale osservato dal 1970."

Queste dichiarazioni, formulate con linguaggio calibrato che riflette livelli di confidenza statistica rigorosi, rappresentano la sintesi di decenni di ricerca che integra fisica fondamentale, osservazioni multiple, esperimenti numerici e analisi statistiche sofisticate. La forza e coerenza delle evidenze attraverso molteplici linee indipendenti fornisce una base scientifica estremamente solida per la conclusione che le attività umane sono la causa dominante del riscaldamento globale osservato e dei cambiamenti associati nel sistema climatico.

# I Punti di Non Ritorno del Sistema Climatico - Tipping Points e Transizioni Irreversibili

## Il concetto di tipping point: definizione matematica e fisica

Il sistema climatico terrestre, nonostante la sua complessità, può essere concettualizzato in molti contesti come un sistema dinamico governato da equazioni differenziali non lineari. Questa non linearità implica che la risposta del sistema a perturbazioni esterne non è necessariamente proporzionale o graduale, ma può manifestare transizioni abrupte tra stati di equilibrio alternativi quando parametri di controllo attraversano valori critici chiamati punti di biforcazione o tipping points.

Formalmente, consideriamo un sistema climatico descritto da una variabile di stato $x(t)$ che evolve secondo un'equazione differenziale della forma generale:

$$dx/dt = f(x, \mu)$$

dove $f$ rappresenta la dinamica del sistema e $\mu$ è un parametro di controllo esterno, quale la concentrazione atmosferica di $CO_2$ o la temperatura media globale. Un tipping point si verifica a un valore critico $\mu_c$ dove la struttura qualitativa delle soluzioni di equilibrio cambia discontinuamente.

Il caso paradigmatico è la biforcazione saddle-node (o fold bifurcation), che può essere illustrata attraverso la forma normale canonica:

$$dx/dt = \mu - x^2$$

Per $\mu < 0$, il sistema ha due punti di equilibrio ottenuti ponendo $dx/dt = 0$:

$$x^2_{eq} = \mu$$

Poiché $\mu$ è negativo, non esistono soluzioni reali e il sistema non ha equilibri stabili. Per $\mu > 0$, esistono due equilibri:

$x_{eq,1} = +\sqrt{\mu}$ (equilibrio instabile) $x_{eq,2} = -\sqrt{\mu}$ (equilibrio stabile)

Al valore critico $\mu_c = 0$, i due equilibri collidono e annichilano attraverso una biforcazione saddle-node. Per $\mu$ leggermente superiore a zero, il sistema possiede un bacino di attrazione finito intorno all'equilibrio stabile, ma quando il parametro attraversa $\mu_c$ da valori positivi a negativi, l'equilibrio stabile scompare e il sistema transita rapidamente verso un regime completamente diverso.

Questa struttura matematica cattura l'essenza fisica di molti elementi del sistema climatico che possono esibire transizioni abrupte. Caratteristiche definenti di un tipping point climatico includono:

1. **Esistenza di stati alternativi stabili**: Il sistema può persistere in configurazioni qualitativamente diverse per gli stessi valori di forzanti esterni, a seconda della storia passata (isteresi).

2. **Soglia critica**: Esiste un valore del parametro di controllo oltre il quale lo stato corrente diventa instabile e il sistema transita verso uno stato alternativo.

3. **Irreversibilità pratica**: Anche riducendo il parametro di controllo al di sotto della soglia, il sistema può rimanere nel nuovo stato a causa di isteresi, richiedendo forzamento molto più intenso nella direzione opposta per tornare allo stato originale.

4. **Amplificazione rapida**: La transizione, una volta innescata, può procedere con dinamica accelerata attraverso feedback positivi, su scale temporali potenzialmente molto più brevi delle scale temporali del forzamento esterno.

## Il collasso della Atlantic Meridional Overturning Circulation

La Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), discussa nella Parte 12, rappresenta uno dei tipping elements più studiati e potenzialmente impattanti del sistema climatico. La teoria fondamentale del collasso AMOC deriva dai lavori seminali di Stommel negli anni cinquanta e sviluppi successivi da Manabe, Stouffer, Rahmstorf e numerosi altri ricercatori.

Il meccanismo fisico alla base della bistabilità AMOC può essere compreso attraverso un modello concettuale semplificato che cattura l'interazione tra flusso termoalino, trasporto di sale e feedback positivi.

La densità dell'acqua marina $\rho$ dipende da temperatura T e salinità S secondo l'equazione di stato approssimata:

$$\rho = \rho_0 \times [1 - \alpha_T(T - T_0) + \beta_S(S - S_0)]$$

dove $\rho_0 = 1.025$ kg/m³ è la densità di riferimento, $\alpha_T \approx 2 \times 10^{-4}$ K⁻¹ è il coefficiente di espansione termica, $\beta_S \approx 7{,}6 \times 10^{-4}$ (psu)⁻¹ è il coefficiente di contrazione salina, e $T_0$, $S_0$ sono valori di riferimento.

L'intensità della circolazione AMOC, quantificata dal massimo della funzione di corrente ψ, dipende dalla differenza di densità tra regioni di formazione di acque profonde alle alte latitudini e regioni tropicali/subtropicali. Un gradiente di densità maggiore genera circolazione più intensa.

Il feedback positivo critico che può portare a collasso è il salt-advection feedback, formalizzato nel modello di Stommel. La circolazione AMOC stessa trasporta acqua salata superficiale dai subtropici verso le regioni subpolari. Quando la circolazione è forte, questo trasporto di sale aumenta la salinità delle regioni di formazione di acque profonde, aumentando la densità (nonostante le basse temperature), sostenendo la circolazione intensa. Se la circolazione si indebolisce, il trasporto di sale diminuisce, la salinità delle regioni subpolari diminuisce, la densità diminuisce, e la circolazione si indebolisce ulteriormente - un feedback positivo.

Questo può essere formalizzato attraverso un modello box semplificato con due reservoir, tropicale (indice T) e polare (indice P), connessi da un flusso ψ proporzionale alla differenza di densità:

$$\psi = k \times \Delta\varrho = k \times \varrho_0 \times [-\alpha_T(T_P - T_T) + \beta_S(S_P - S_T)]$$

dove k è una costante di proporzionalità. Le equazioni di bilancio per salinità in ciascun box sono:

$$dS_P/dt = (S_T - S_P) \times \psi/V_P + F_P \; dS_T/dt = (S_P - S_T) \times \psi/V_T + F_T$$

dove V_P e V_T sono i volumi dei box e F_P, F_T rappresentano forzamenti da precipitazione/evaporazione.

Alle alte latitudini, precipitazione supera evaporazione, quindi $F_P < 0$ (input di acqua dolce). Ai tropici, evaporazione supera precipitazione, quindi $F_T > 0$.

Questo sistema può essere analizzato per identificare equilibri. Ponendo $dS_P/dt = dS_T/dt = 0$ e risolvendo, si trova che per certi range di parametri esistono tre soluzioni di equilibrio:

1. **On-mode** (AMOC forte): $\psi_on \approx 15\text{-}20$ Sv, simile allo stato attuale
2. **Off-mode** (AMOC collassata): $\psi_off \approx 0$ Sv, circolazione essenzialmente assente
3. **Equilibrio instabile**: $\psi_unstable \approx 5\text{-}10$ Sv (separatrice tra bacini di attrazione)

L'esistenza di questi equilibri multipli dipende criticamente dal parametro di forzamento di acqua dolce F_P. Per input di acqua dolce sufficientemente elevato, l'equilibrio on-mode diventa instabile e il sistema transita verso l'off-mode.

La soglia critica può essere stimata attraverso analisi di stabilità lineare. L'equilibrio on-mode è stabile finché la derivata del flusso rispetto alla differenza di salinità è positiva:

$$\partial\psi/\partial(S_P - S_T) > 0$$

Quando il forzamento di acqua dolce diventa troppo grande, questa condizione è violata e l'equilibrio diventa instabile.

Simulazioni con modelli climatici di complessità intermedia e modelli completamente accoppiati suggeriscono che la soglia critica in termini di forzamento di acqua dolce è dell'ordine di:

$$F_{P,crit} \approx 0{,}1\text{-}0{,}3 \text{ Sv}$$

di input di acqua dolce sostenuto nella regione dell'Atlantico Nord. Per confronto, il tasso attuale di fusione della calotta groenlandese è circa 0,0003 Sv, quindi sarebbe necessaria un'accelerazione di due-tre ordini di grandezza per raggiungere la soglia critica attraverso questo meccanismo solo.

Tuttavia, il riscaldamento della superficie oceanica fornisce un meccanismo alternativo per indebolire AMOC attraverso riduzione della densità via espansione termica. Il forcing termico equivalente può essere espresso come forzamento di acqua dolce equivalente attraverso:

$$F_{eq} = (\alpha_T/\beta_S) \times (dT/dt) \times \text{Volume}$$

Per un riscaldamento di $dT/dt = 0{,}02$ K/anno nella regione dell'Atlantico Nord subpolare (volume $\approx 10^7$ km³):

$$F_{eq} = (2 \times 10^{-4})/(7{,}6 \times 10^{-4}) \times 0{,}02 \times 10^{16} \text{ m}^3\text{/anno } F_{eq} = 0{,}263 \times 0{,}02 \times 10^{16} \text{ m}^3\text{/anno } F_{eq} = 5{,}26 \times 10^{13} \text{ m}^3\text{/anno} \approx 0{,}0017 \text{ Sv}$$

Combinando forzamento termico e di acqua dolce, il sistema potrebbe avvicinarsi alla soglia critica su scale temporali secolari in scenari di riscaldamento elevato.

Le osservazioni discusse nella Parte 12 indicano un indebolimento dell'AMOC di circa 15% rispetto alla media pre-industriale, ma con grande incertezza. Proiezioni da modelli CMIP6 per lo scenario SSP5-8.5 suggeriscono ulteriore indebolimento del 30-50% entro il 2100, portando il sistema più vicino ma probabilmente non oltre la soglia critica entro questo secolo. Tuttavia, su scale temporali più lunghe (2100-2300), se temperature elevate sono mantenute, la probabilità di attraversamento della soglia aumenta sostanzialmente.

Le conseguenze di un collasso AMOC sarebbero drammatiche:

1. **Raffreddamento regionale**: Europa nord-occidentale e Nord Atlantico subirebbero raffreddamento di 3-8°C nonostante il riscaldamento globale continuato.

2. **Spostamento ITCZ**: La zona di convergenza intertropicale si sposterebbe verso sud di 5-10° di latitudine, causando riduzione drastica delle precipitazioni monsoniche in Africa Sahel, India e Sud America settentrionale.

3. **Innalzamento del livello marino**: La costa orientale del Nord America sperimenterebbe innalzamento addizionale di 0,5-1,0 metri oltre l'innalzamento globale medio a causa degli effetti gravitazionali e di redistribuzione di massa oceanica.

4. **Perturbazione ecosistemi marini**: La riduzione del trasporto di nutrienti da upwelling alterazzerebbe profondamente la produttività primaria marina nell'Atlantico Nord.

## La disintegrazione delle calotte glaciali: Marine Ice Sheet Instability e Marine Ice Cliff Instability

Come discusso nella Parte 7, le calotte glaciali di Groenlandia e Antartide contengono equivalenti di innalzamento del livello marino di 7,4 metri e 58,3 metri rispettivamente. La loro disintegrazione rappresenta uno dei tipping points più consequenziali su scale temporali multi-secolari a millenarie.

Il meccanismo di Marine Ice Sheet Instability (MISI) si applica a calotte che poggiano su letti rocciosi sotto il livello marino con topografia retrograde bed (letto che si approfondisce verso l'interno della calotta). La fisica della MISI può essere compresa attraverso l'analisi del flusso di ghiaccio alla grounding line (linea dove il ghiaccio inizia a galleggiare).

Il flusso di ghiaccio attraverso la grounding line q per unità di larghezza è dato approssimativamente dalla relazione:

$q = (A/4) \times (\varrho_{ghiaccio} \times g)^n \times (1 - \varrho_{ghiaccio}/\varrho_{acqua})^n \times h^{n+1}$

dove:

- $A \approx 2{,}4 \times 10^{-24}\ Pa^{-3}\ s^{-1}$ è il parametro di fluenza del ghiaccio (Glen's flow law)
- $\varrho_{ghiaccio} = 917\ kg/m^3$
- $\varrho_{acqua} = 1.028\ kg/m^3$
- $g = 9{,}81\ m/s^2$
- $n = 3$ (esponente di Glen)
- h è lo spessore del ghiaccio alla grounding line

Per il ghiaccio galleggiante alla grounding line, il criterio di galleggiamento richiede:

$h = (\varrho_{acqua}/\varrho_{ghiaccio}) \times d$

dove d è la profondità dell'acqua (profondità sotto il livello marino del letto roccioso). Sostituendo:

$q = (A/4) \times (\varrho_{ghiaccio} \times g)^3 \times (1 - \varrho_{ghiaccio}/\varrho_{acqua})^3 \times [(\varrho_{acqua}/\varrho_{ghiaccio}) \times d]^4$

Semplificando con $\rho_{ghiaccio}/\rho_{acqua} \approx 0{,}892$:

$q = (A/4) \times (917 \times 9{,}81)^3 \times (1 - 0{,}892)^3 \times (1{,}121 \times d)^4$ $q = (A/4) \times (8.994)^3 \times (0{,}108)^3 \times 1{,}581 \times d^4$ $q \approx 0{,}6 \times A \times (8.994)^3 \times (0{,}108)^3 \times d^4$

Calcolando i fattori numerici:

$(8.994)^3 = 7{,}27 \times 10^8$ $(0{,}108)^3 = 1{,}26 \times 10^{-3}$

$q \approx 0{,}6 \times 2{,}4 \times 10^{-24} \times 7{,}27 \times 10^8 \times 1{,}26 \times 10^{-3} \times d^4$ $q \approx 1{,}32 \times 10^{-18} \times d^4$ m²/s

Per d = 500 m (profondità moderata):

$q = 1{,}32 \times 10^{-18} \times (500)^4 = 1{,}32 \times 10^{-18} \times 6{,}25 \times 10^{10} = 8{,}25 \times 10^{-8}$ m²/s

Per larghezza della grounding line L = 50 km = $5 \times 10^4$ m, il flusso volumetrico totale è:

$Q = q \times L = 8{,}25 \times 10^{-8} \times 5 \times 10^4 = 4{,}13 \times 10^{-3}$ m³/s

Convertendo in unità glaciologiche standard (Gt/anno):

$Q = 4{,}13 \times 10^{-3}$ m³/s × 917 kg/m³ × 31.536.000 s/anno × $10^{-12}$ Gt/kg $Q \approx 120$ Gt/anno

La dipendenza cruciale è $q \propto d^4$. Se la grounding line retrocede verso acque più profonde su un letto retrograde, il flusso aumenta drammaticamente. Per d = 600 m:

$q_{nuovo}/q_{vecchio} = (600/500)^4 = (1{,}2)^4 = 2{,}07$

Un incremento del venti per cento nella profondità causa più che un raddoppio del flusso. Questo feedback positivo costituisce l'instabilità: il ritiro causa incremento del flusso, che causa assottigliamento, che causa ulteriore ritiro.

Il criterio di instabilità può essere espresso in termini del gradiente del letto. Definendo $z_b(x)$ come l'elevazione del letto in funzione della distanza x dall'oceano aperto ($z_b$ negativo sotto il livello marino), il letto è retrograde dove:

$dz_b/dx < 0$

L'analisi di stabilità mostra che per pendenze sufficientemente negative, nessun equilibrio stabile della grounding line è possibile e il ritiro procede incontrollato fino a raggiungere topografia positiva (letto sopra il livello marino) o topografia prograde (letto che diventa meno profondo verso l'interno).

Per la West Antarctic Ice Sheet, particolarmente i bacini drenati dai ghiacciai Thwaites e Pine Island, estese regioni del letto sono retrograde con profondità che raggiungono d > 2.000 m in alcuni bacini. Se MISI è innescata in questi settori, il contributo potenziale all'innalzamento del livello marino è:

$\Delta h_{WAIS,MISI} \approx$ 3-5 metri

su scale temporali di secoli a millenni.

Il meccanismo di Marine Ice Cliff Instability (MICI), più speculativo, postula che fronti di ghiaccio (cliff) estremamente alti possano essere meccanicamente instabili al

collasso strutturale per frattura. La resistenza alla frattura del ghiaccio puro $\sigma_f \approx 1$ MPa pone un limite teorico all'altezza sostenibile di una parete verticale di ghiaccio.

Lo stress alla base di una parete di ghiaccio di altezza H è approssimativamente:

$\sigma = \rho_{ghiaccio} \times g \times H$

Il limite di frattura è raggiunto quando:

$\rho_{ghiaccio} \times g \times H > \sigma_f$

Risolvendo per H:

$H_{crit} = \sigma_f/(\rho_{ghiaccio} \times g) = (1 \times 10^6)/(917 \times 9{,}81) = 111$ metri

Quindi cliff di ghiaccio superiori a circa 100-120 metri potrebbero essere intrinsecamente instabili. Quando piattaforme di ghiaccio galleggianti che attualmente buttress il ghiaccio terrestre collassano (a causa di riscaldamento oceanico che causa fusione basale), fronti di ghiaccio alti possono essere esposti. Se questi fronti superano l'altezza critica e collassano ripetutamente, il ritiro può accelerare drammaticamente.

Simulazioni che includono MICI suggeriscono contributi antartici all'innalzamento del livello marino che potrebbero raggiungere:

$\Delta h_{Antartide,MICI}$ = 1-2 metri entro 2100 (scenario estremo) $\Delta h_{Antartide,MICI}$ = 10-15 metri entro 2300 (scenario estremo)

Tuttavia, la validità fisica di MICI e la sua parametrizzazione nei modelli rimangono controverse. Osservazioni di fronti di ghiaccio attuali mostrano che alcuni fronti stabili superano 100 metri di altezza, suggerendo che fattori stabilizzanti (melange di ghiaccio galleggiante, geometria tridimensionale, resistenza laterale) possono sostenere fronti oltre il limite teorico semplificato.

La soglia di temperatura per innesco di disintegrazione delle calotte è stimata essere:

$T_{soglia,Groenlandia} \approx +1{,}5$ a $+3{,}0$°C (sopra livelli pre-industriali, sostenuti per secoli) $T_{soglia,WAIS} \approx +2{,}0$ a $+3{,}0$°C

Con riscaldamento attuale di circa 1,1°C, la Groenlandia potrebbe essere vicina o aver già superato la soglia per disintegrazione su scale multi-millenarie. Anche se temperature fossero stabilizzate a livelli attuali, la calotta potrebbe continuare a perdere massa irreversibilmente per secoli, eventualmente contribuendo diversi metri di innalzamento del livello marino.

### Il rilascio di metano da permafrost e idrati di metano

Il permafrost e gli idrati di metano marini rappresentano enormi reservoir di carbonio in forme attualmente sequestrate ma potenzialmente mobilizzabili con riscaldamento sufficiente. Come discusso nella Parte 7, il permafrost contiene circa 1.500 Pg C, quasi doppio del contenuto atmosferico attuale.

Gli idrati di metano (clatrati) sono composti cristallini dove molecole di metano sono intrappolate in gabbie di molecole d'acqua ghiacciata. Sono stabili solo sotto condizioni di alta pressione e bassa temperatura, tipicamente trovati in sedimenti marini profondi (> 300-500 m) e sotto permafrost spesso. Il reservoir globale di metano in idrati è molto incerto, con stime che variano da 500 a 10.000 Pg C, con valore centrale intorno a 1.800 Pg C.

La stabilità degli idrati è governata da un diagramma di fase pressione-temperatura. La condizione di stabilità approssimata è:

$T < T_dissoc(P)$

dove la temperatura di dissociazione dipende dalla pressione secondo:

$T_dissoc(P) \approx T_0 + \alpha \times \ln(P/P_0)$

con $T_0 \approx 273$ K, $P_0 = 2{,}5$ MPa e $\alpha \approx 10$-15 K. Per pressione idrostatica a profondità d:

$P = \varrho_acqua \times g \times d$

A d = 500 m:

$P = 1.025 \times 9{,}81 \times 500 = 5{,}03 \times 10^6$ Pa = 5,03 MPa

$T_dissoc = 273 + 12 \times \ln(5{,}03/2{,}5) = 273 + 12 \times \ln(2{,}01) = 273 + 12 \times 0{,}698 = 273 + 8{,}4 = 281{,}4$ K = 8,4°C

Gli idrati a questa profondità sono stabili per temperature del fondale marino T_fondale < 8,4°C. Il riscaldamento dell'acqua profonda può destabilizzare idrati nelle zone marginali dove la profondità è minore o dove la temperatura è già vicina alla soglia di stabilità.

Il meccanismo di feedback positivo è: riscaldamento → dissociazione idrati → rilascio $CH_4$ → ulteriore riscaldamento → maggiore dissociazione. Il potenziale di riscaldamento globale del metano su orizzonti di 20 anni è $GWP_{20} \approx 84$-86, amplificando enormemente l'effetto climatico rispetto allo stesso carbonio rilasciato come $CO_2$.

La cinetica di dissociazione degli idrati è governata da equazioni di diffusione termica e trasporto di massa. Il fronte di dissociazione in sedimenti contenenti idrati avanza con velocità:

$v_fronte = \lambda_sedimento/(\varrho_idrato \times L_dissoc) \times dT/dz$

dove:

- $\lambda_sedimento \approx 1{,}5$ W/(m·K) è la conducibilità termica dei sedimenti
- $\rho_idrato \approx 900$ kg/m³ è la densità degli idrati
- L_dissoc ≈ 440 kJ/kg è il calore latente di dissociazione
- $dT/dz$ è il gradiente termico

Per un gradiente geotermico tipico dT/dz = 0,03 K/m e incremento di temperatura del fondale di 2°C che viene trasmesso nei sedimenti:

$$v_{fronte} \approx 1,5/(900 \times 440.000) \times 0,03 \approx 1,1 \times 10^{-10} \text{ m/s} \approx 3,5 \text{ mm/anno}$$

Su un secolo, il fronte avanzerebbe circa 35 cm nei sedimenti. Per un deposito di idrati spesso 50 m, la dissociazione completa richiederebbe:

$$t_{dissoc} = 50/0,0035 \approx 14.000 \text{ anni}$$

Questo suggerisce che il rilascio massivo di metano da idrati marini profondi su scale temporali di decenni o secoli è improbabile a causa della lentezza della diffusione termica nei sedimenti. Tuttavia, idrati in acque marginali poco profonde (200-500 m) nelle piattaforme continentali artiche potrebbero essere più vulnerabili.

Per il permafrost, il meccanismo dominante non è gli idrati ma la decomposizione microbica della materia organica precedentemente congelata. Il tasso di decomposizione dipende esponenzialmente dalla temperatura secondo la relazione di Arrhenius:

$$k_{decomp} = k_0 \times \exp(-E_a/(R \times T))$$

dove $E_a \approx 50\text{-}70$ kJ/mol è l'energia di attivazione per decomposizione microbica. Il coefficiente di temperatura $Q_{10}$, che quantifica il fattore di incremento del tasso per un aumento di 10°C, è:

$$Q_{10} = \exp[E_a/(R) \times (1/T - 1/(T+10))]$$

Per T = 273 K e $E_a$ = 60 kJ/mol:

$Q_{10} = \exp[60.000/8,314 \times (1/273 - 1/283)]$ $Q_{10} = \exp[7.216 \times (0,003663 - 0,003534)]$ $Q_{10} = \exp[7.216 \times 0,000129]$ $Q_{10} = \exp[0,931] = 2,54$

Quindi il tasso di decomposizione aumenta di un fattore 2,5 per ogni 10°C di riscaldamento. Per suoli permafrost che passano da T = -5°C a T = +5°C (incremento di 10°C):

$$k_{nuovo}/k_{vecchio} = 2,54$$

Se inizialmente il rilascio era trascurabile a causa delle basse temperature, l'incremento può essere drammatico.

Le stime del rilascio potenziale di carbonio da permafrost entro il 2100 variano enormemente:

Scenario RCP2.6: 50-100 Pg C (principalmente come $CO_2$) Scenario RCP8.5: 200-400 Pg C (mix $CO_2$ e $CH_4$)

Se il venti per cento di questo carbonio fosse rilasciato come $CH_4$ invece che $CO_2$, l'effetto radiativo addizionale sarebbe:

Per 300 Pg C totale, con 20% come $CH_4$ (60 Pg C) e 80% come $CO_2$ (240 Pg C):

Massa $CH_4$ = 60 Pg C × (16/12) = 80 Pg $CH_4$ Massa $CO_2$ = 240 Pg C × (44/12) = 880 Pg $CO_2$

Il forcing radiativo da $CO_2$ addizionale, usando la formula logaritmica con C_attuale = 420 ppm e assumendo che 240 Pg C aumenti la concentrazione di ΔC ≈ 113 ppm (usando 1 ppm ≈ 2,12 Pg C):

$\Delta F_CO_2 = 5{,}35 \times \ln((420 + 113)/420) = 5{,}35 \times \ln(1{,}269) = 5{,}35 \times 0{,}238 = 1{,}27$ W/m²

Per il $CH_4$, con emissione di 80 Pg distribuita su un secolo e tempo di vita atmosferico di 12 anni, si raggiunge una concentrazione di steady-state incrementata. Approssimando grossolanamente il forcing addizionale da $CH_4$ come:

$\Delta F_CH_4 \approx 0{,}5\text{-}1{,}0$ W/m²

Il forcing totale dal feedback permafrost sarebbe:

$\Delta F_totale \approx 1{,}7\text{-}2{,}3$ W/m²

comparabile al forcing antropogenico totale attuale di circa 2,7 W/m². Questo illustra il potenziale di amplificazione catastrofica.

Tuttavia, la maggior parte degli studi suggerisce che rilasci così massicci su scale temporali di un secolo sono improbabili, con stime più conservative di forcing addizionale di 0,2-0,5 W/m² entro il 2100. Ciononostante, su scale temporali più lunghe (secoli-millenni), il feedback del permafrost potrebbe diventare uno dei più significativi amplificatori del riscaldamento.

## Il dieback della foresta amazzonica

La foresta pluviale amazzonica, che copre circa 5,5 milioni di km² e contiene approssimativamente 150-200 Pg C nella biomassa e suoli, rappresenta un componente critico del sistema climatico globale attraverso il suo ruolo nel ciclo del carbonio, nel ciclo idrologico regionale e negli scambi energetici superficie-atmosfera.

Il meccanismo di tipping point per il dieback amazzonico si basa su feedback positivi tra vegetazione, precipitazione e incendi. La foresta amazzonica crea parzialmente il proprio clima attraverso evapotraspirazione massiva che ricicla umidità e genera precipitazione.

Il tasso di evapotraspirazione ET da foresta pluviale tropicale è estremamente elevato:

$ET_foresta \approx 1.200\text{-}1.400$ mm/anno

corrispondente a un flusso di umidità di:

$F_umidità = ET \times \rho_acqua = 1{,}3$ m/anno × 1.000 kg/m³ = 1.300 kg/(m²·anno)

Una frazione sostanziale della precipitazione amazzonica (stimata 25-50% a seconda della regione) deriva da umidità riciclata localmente attraverso evapotraspirazione piuttosto che da trasporto di vapore dall'Oceano Atlantico. Questo accoppiamento crea un feedback positivo: se la foresta è degradata o convertita a savana/pascolo, l'evapotraspirazione diminuisce drammaticamente:

$$ET_{savana} \approx 600\text{-}800 \text{ mm/anno}$$

circa la metà del valore forestale. La riduzione di evapotraspirazione riduce precipitazione locale, che aumenta stress idrico sugli alberi rimanenti, aumenta mortalità e suscettibilità a incendi, causando ulteriore degradazione forestale.

Questo può essere modellato attraverso un sistema di equazioni accoppiate per copertura forestale f (frazione dell'area coperta da foresta) e precipitazione P:

$$df/dt = g(f, P) \times f \times (1 - f) - m(f, P) \times f$$

$$dP/dt = \alpha \times ET(f) - \beta \times P$$

dove g è il tasso di rigenerazione forestale (dipendente da precipitazione), m è il tasso di mortalità (dipendente da stress da siccità e incendi), $\alpha$ quantifica l'efficienza di riciclaggio di umidità e $\beta$ rappresenta la rimozione di umidità atmosferica.

L'evapotraspirazione dipende dalla copertura forestale:

$$ET(f) = f \times ET_{foresta} + (1 - f) \times ET_{non\text{-}foresta}$$

Questo sistema può esibire bistabilità per certi range di parametri, con due equilibri stabili:

1. **Stato forestato**: $f_{foresta} \approx 0{,}8\text{-}0{,}9$ (80-90% copertura forestale)
2. **Stato savana**: $f_{savana} \approx 0{,}1\text{-}0{,}2$ (10-20% copertura forestale)

La transizione tra questi stati dipende da soglie critiche di deforestazione cumulativa e cambiamento climatico. Le analisi suggeriscono che se la copertura forestale diminuisce sotto circa $f_{crit} \approx 0{,}6$ (60% di copertura rimanente, ovvero 40% deforestato), e/o se la precipitazione stagione secca diminuisce di circa 20-30%, il sistema può transire irreversibilmente verso lo stato savana.

Il ruolo del riscaldamento globale è duplice:

1. **Riduzione precipitazione**: Cambiamenti nella circolazione atmosferica associati a riscaldamento potrebbero ridurre precipitazione nella stagione secca di 10-30% secondo proiezioni modellistiche.

2. **Aumento stress termico**: Temperature più elevate aumentano deficit di pressione di vapore (VPD, Vapor Pressure Deficit), aumentando stress fisiologico sugli alberi anche se

precipitazione totale rimanesse costante.

Il VPD è definito come:

$VPD = e_s(T) - e_a = e_s(T) \times (1 - RH)$

dove e_s è la pressione di vapor saturo alla temperatura T e RH è l'umidità relativa. Dalla formula di August-Roche-Magnus:

$e_s(T) = 6{,}112 \times \exp[17{,}67 \times T/(T + 243{,}5)]$

A T = 25°C e RH = 80%:

$e_s = 6{,}112 \times \exp[17{,}67 \times 25/268{,}5] = 6{,}112 \times \exp[1{,}646] = 6{,}112 \times 5{,}19 = 31{,}7$ mbar $VPD = 31{,}7 \times (1 - 0{,}80) = 31{,}7 \times 0{,}20 = 6{,}34$ mbar

Per T = 28°C (riscaldamento di 3°C) e RH invariata:

$e_s = 6{,}112 \times \exp[17{,}67 \times 28/271{,}5] = 6{,}112 \times \exp[1{,}823] = 6{,}112 \times 6{,}19 = 37{,}8$ mbar $VPD = 37{,}8 \times 0{,}20 = 7{,}56$ mbar

Incremento di VPD:

$\Delta VPD/VPD = (7{,}56 - 6{,}34)/6{,}34 = 1{,}22/6{,}34 = 0{,}192 = 19{,}2\%$

Questo incremento del VPD del 19% per 3°C di riscaldamento aumenta domanda evapotraspirativa e stress idrico sugli alberi.

La deforestazione cumulativa attuale in Amazzonia è stimata essere circa 17-20% della foresta originale. Aggiungendo incendi, degradazione forestale da frammentazione ed edge effects, la perdita funzionale di foresta potrebbe essere 25-30%. Questo posiziona il sistema potenzialmente a circa due terzi del percorso verso la soglia critica.

Proiezioni combinate di deforestazione continuata (scenario business-as-usual) più riscaldamento di 2-4°C suggeriscono che porzioni sostanziali dell'Amazzonia orientale e meridionale potrebbero transire verso ecosistemi più secchi tipo savana entro il 2100, con perdita di:

$$Biomassa_persa \approx 50\text{-}100 \text{ Pg C}$$

rilasciata come $CO_2$, costituendo un feedback positivo significativo equivalente a 10-15 anni di emissioni fossili attuali concentrate in pochi decenni.

## Sintesi quantitativa dei tipping points e loro interazioni

I principali elementi di tipping identificati possono essere sintetizzati con le loro soglie di temperatura stimate (sopra livelli pre-industriali) e scale temporali caratteristiche:

**Collasso AMOC:**

- Soglia: 2-4°C (alta incertezza)
- Scala temporale innesco: decenni-secoli
- Scala temporale transizione completa: 50-200 anni

**Disintegrazione calotta Groenlandia:**

- Soglia: 1,5-3,0°C
- Scala temporale: multi-secolare a millenaria
- Contributo livello marino: 7,4 m

**Disintegrazione WAIS:**

- Soglia: 2-3°C
- Scala temporale: secoli-millenni
- Contributo livello marino: 3-5 m

**Collasso piattaforme ghiaccio antartiche:**

- Soglia: 2-4°C (regionale)
- Scala temporale: decenni-secoli
- Effetto: accelerazione discharge ghiacciai tributari

**Rilascio metano permafrost:**

- Soglia: graduale, nessuna soglia netta
- Scala temporale: decenni-secoli
- Forcing addizionale 2100: 0,2-0,5 $W/m^2$

**Dieback foresta amazzonica:**

- Soglia: 2-4°C + 40% deforestazione
- Scala temporale: decenni
- Rilascio carbonio: 50-100 Pg C

**Transizione foreste boreali:**

- Soglia: 2-3°C
- Scala temporale: decenni-secoli
- Effetto: shift albedo, rilascio carbonio

**Perdita ghiaccio marino artico estivo:**

- Soglia: 1,5-2,5°C (probabilmente già impegnati)
- Scala temporale: decenni

- Effetto: amplificazione artica via feedback albedo

Con riscaldamento attuale di 1,1°C, siamo potenzialmente vicini o abbiamo superato soglie per almeno due elementi (ghiaccio marino artico estivo, disintegrazione Groenlandia su scale millenarie). Con riscaldamento di 2°C, molteplici elementi potrebbero essere innescati. Con riscaldamento di 4°C (plausibile in scenari SSP5-8.5), l'innesco di quasi tutti gli elementi maggiori diventa probabile.

Criticamente, questi elementi non sono indipendenti ma interagiscono attraverso cascate di tipping. Ad esempio:

- Disintegrazione calotte → input acqua dolce Atlantico Nord → indebolimento/collasso AMOC → shift precipitazione tropicale → stress foresta amazzonica → dieback

- Perdita ghiaccio artico → amplificazione artica → scongelamento permafrost → rilascio $CH_4$/$CO_2$ → ulteriore riscaldamento → accelerazione tutti gli altri elementi

Queste interazioni non lineari rendono il rischio aggregato superiore alla semplice somma dei rischi individuali e introducono possibilità di transizioni climatiche molto più rapide e ampie di quanto previsto da estrapolazioni lineari del riscaldamento graduale.

# Impatti sui Sistemi Umani - Quantificazione dei Rischi Socio-Economici e Demografici

### La sicurezza alimentare globale: agricoltura e cambiamento climatico

La produzione alimentare globale, che deve sostenere una popolazione mondiale di circa 7,9 miliardi di persone nel 2021 e proiettata raggiungere 9,7 miliardi entro il 2050, è profondamente vulnerabile ai cambiamenti climatici attraverso molteplici meccanismi che influenzano rese agricole, stabilità della produzione, disponibilità di risorse idriche per irrigazione e distribuzione geografica delle zone coltivabili.

La relazione tra temperatura e resa agricola per le principali colture cerealicole può essere approssimata attraverso funzioni non lineari che incorporano temperature ottimali specifiche per ciascuna coltura. Per il mais (Zea mays), che rappresenta circa il 20% della produzione calorica globale, la relazione empirica tra temperatura durante la stagione vegetativa T e resa Y può essere espressa come:

$$Y(T) = Y_{max} \times \exp[-(T - T_{opt})^2/(2\sigma^2)]$$

dove $Y_{max}$ è la resa massima potenziale, $T_{opt} \approx 29°C$ è la temperatura ottimale e $\sigma \approx 5°C$ quantifica la larghezza della curva di risposta. Questa forma gaussiana

cattura il fatto che rese diminuiscono sia se temperature sono troppo fredde sia se sono troppo calde rispetto all'optimum.

Per temperatura corrente $T_{attuale} = 25°C$ in una regione produttrice di mais tipica:

$$Y_{attuale}/Y_{max} = \exp[-(25 - 29)^2/(2 \times 25)] = \exp[-16/50] = \exp[-0,32] = 0,726$$

ovvero 72,6% del potenziale massimo. Con riscaldamento di $\Delta T = 2°C$, la nuova temperatura diventa $T_{nuovo} = 27°C$:

$$Y_{nuovo}/Y_{max} = \exp[-(27 - 29)^2/50] = \exp[-4/50] = \exp[-0,08] = 0,923$$

Un incremento a 92,3% del massimo, ovvero:

$$\Delta Y/Y_{attuale} = (0,923 - 0,726)/0,726 = 0,197/0,726 = 0,271 = 27,1\%$$

un miglioramento del 27%. Tuttavia, con ulteriore riscaldamento di $\Delta T = 4°C$ portando $T = 29°C$ esattamente all'optimum:

$$Y/Y_{max} = 1,00$$

massima resa. Ma con riscaldamento eccessivo $\Delta T = 6°C$ portando $T = 31°C$:

$$Y/Y_{max} = \exp[-(31 - 29)^2/50] = \exp[-4/50] = 0,923$$

ritornando al 92,3%, e con $\Delta T = 8°C$ ($T = 33°C$):

$$Y/Y_{max} = \exp[-(33 - 29)^2/50] = \exp[-16/50] = 0,726$$

ritornando al livello iniziale, e con ulteriore riscaldamento le rese collassano.

Questo illustra il pattern generale: regioni attualmente più fredde dell'optimum potrebbero sperimentare incrementi iniziali di resa con riscaldamento moderato (1-2°C), mentre regioni già vicine o oltre l'optimum subiranno declini. Le regioni tropicali e subtropicali, dove mais è ampiamente coltivato, hanno già temperature prossime o superiori all'optimum, quindi il riscaldamento ridurrà rese.

Analisi statistiche di dati storici di resa e temperatura su scala globale per mais, grano e riso (che insieme forniscono circa il 60% delle calorie umane) mostrano sensibilità aggregate della produzione globale alla temperatura di circa:

$$dY/dT \approx -5 \text{ a } -7\% \text{ per grado Celsius}$$

di riscaldamento globale medio, con variazioni regionali sostanziali. Per riscaldamento di 2°C:

$$\Delta Y/Y = -5\% \times 2 = -10\%$$

Una riduzione del 10% della produzione globale di cereali corrisponde a circa 280 milioni di tonnellate metriche annue (su produzione attuale di circa 2.800 Mt/anno), sufficiente a nutrire approssimativamente 700-900 milioni di persone.

Oltre alla temperatura, la disponibilità idrica è critica. L'agricoltura irrigata, che copre circa il 20% delle terre coltivate ma produce il 40% del cibo globale, dipende da risorse idriche superficiali e sotterranee sempre più sotto stress a causa di cambiamenti nei pattern di precipitazione e aumento di domanda evapotraspirativa.

La domanda evapotraspirativa delle colture ET_crop può essere stimata attraverso il metodo FAO Penman-Monteith modificato per colture specifiche:

$ET_crop = K_c \times ET_0$

dove K_c è il coefficiente colturale ($K_c \approx 1,0\text{-}1,2$ per cereali durante crescita attiva) e $ET_0$ è l'evapotraspirazione di riferimento. Come discusso nella Parte 10, $ET_0$ aumenta con temperatura a causa di incremento della pressione di vapor saturo.

Per temperatura di 25°C, $ET_0$ tipico è circa 4-6 mm/giorno in condizioni semi-aride. Con incremento di temperatura di 3°C:

$$ET_0_nuovo \approx ET_0_vecchio \times [1 + 0,04 \times \Delta T]$$

dove 0,04 per grado Celsius è la sensibilità empirica approssimata:

$ET_0_nuovo = 5 \times [1 + 0,04 \times 3] = 5 \times 1,12 = 5,6$ mm/giorno

Un incremento del 12%. Su una stagione vegetativa di 120 giorni:

Acqua_addizionale = (5,6 - 5,0) × 120 = 72 mm = 720 m³/ettaro

Per un'area irrigata globale di circa 320 milioni di ettari:

Volume_addizionale = 720 × 3,2 × 10^8 = 2,3 × 10^11 m³/anno = 230 km³/anno

Un incremento sostanziale della domanda idrica irrigua, in contesto di riduzione della disponibilità idrica in molte regioni agricole chiave.

Le proiezioni integrate di impatti climatici sull'agricoltura da modelli agronomici accoppiati a modelli climatici per lo scenario RCP6.0 (riscaldamento di circa 2,5-3,5°C entro 2100) suggeriscono:

**Regioni temperate (30-60° latitudine):**

- Incrementi di resa 0-20% per riscaldamento moderato (1-2°C) con adattamento
- Declini 10-30% per riscaldamento >3°C

**Regioni tropicali e subtropicali:**

- Declini 5-15% già per riscaldamento di 1-2°C
- Declini 15-30% per riscaldamento di 3-4°C
- Declini potenziali >50% in alcune regioni per riscaldamento >4°C

**Aggregate globalmente:**

- Declino produzione cereali: 5-15% per riscaldamento di 2°C
- Declino: 15-30% per riscaldamento di 4°C

Questi declini sarebbero parzialmente compensati da espansione di terre coltivabili a latitudini più elevate e da intensificazione attraverso miglioramento genetico e gestione, ma comporterebbero comunque rischi sostanziali di aumento di insicurezza alimentare, particolarmente nelle regioni più povere e dipendenti da agricoltura di sussistenza.

Il numero di persone a rischio di fame, definito come popolazione con disponibilità calorica sotto 1.800 kcal/giorno/persona, è stimato essere circa 700-800 milioni attualmente. Proiezioni considerando crescita popolazione, sviluppo economico e impatti climatici suggeriscono che cambiamento climatico potrebbe aumentare questo numero di:

Incremento_rischio_fame = 50-100 milioni di persone addizionali entro 2050 (scenario 2°C)
Incremento_rischio_fame = 100-200 milioni di persone addizionali entro 2050 (scenario 4°C)

## Stress idrico e disponibilità di acqua dolce

La disponibilità di risorse idriche dolci rinnovabili è fondamentale non solo per agricoltura ma anche per consumo umano diretto, industria, energia e ecosistemi. Lo stress idrico è convenzionalmente definito utilizzando l'indicatore di Falkenmark, che classifica bacini idrografici in base alla disponibilità annuale di acqua rinnovabile per capita:

- Abbondanza idrica: >1.700 $m^3$/(persona·anno)
- Stress idrico: 1.000-1.700 $m^3$/(persona·anno)
- Scarsità idrica: 500-1.000 $m^3$/(persona·anno)
- Scarsità assoluta: <500 $m^3$/(persona·anno)

La disponibilità idrica rinnovabile totale globale è circa 42.000 $km^3$/anno, corrispondente a una media per capita globale di:

Disponibilità_media = 42.000 × 10^9 $m^3$ / (7,9 × 10^9 persone) = 5.316 $m^3$/(persona·anno)

ben sopra la soglia di stress. Tuttavia, la distribuzione è estremamente disomogenea geograficamente e temporalmente. Circa 2,3 miliardi di persone (29% della popolazione globale) vivono attualmente in bacini idrografici classificati come sotto stress idrico o peggio.

Il cambiamento climatico modifica la disponibilità attraverso cambiamenti in precipitazione, evapotraspirazione e storage in neve/ghiacciai. Come discusso nella Parte 10, il pattern generale

è amplificazione dei contrasti: regioni umide diventano più umide (incremento deflusso), regioni secche diventano più secche (riduzione deflusso).

L'analisi di proiezioni multi-modello per riscaldamento di 2°C suggerisce che popolazione addizionale esposta a stress idrico aumentato è:

Pop_addizionale_stress = 500 milioni - 1,5 miliardi di persone

con grande incertezza derivante da incertezze nei cambiamenti regionali di precipitazione. Per riscaldamento di 4°C:

Pop_addizionale_stress = 1-3 miliardi di persone

Le regioni più vulnerabili includono:

**Mediterraneo:** Riduzione deflusso 10-30% entro 2050 **Medio Oriente e Nord Africa:** Riduzione deflusso 20-40%
**Asia Centrale:** Riduzione deflusso 10-30% **Sudovest Stati Uniti:** Riduzione deflusso 10-30% **Africa Australe:** Riduzione deflusso 10-20%

Per il bacino del fiume Colorado, che fornisce acqua a 40 milioni di persone e irriga 2 milioni di ettari negli Stati Uniti sudoccidentali, il deflusso è proiettato diminuire di:

$\Delta Q/Q$ = -10 a -30% entro 2050

Come discusso nella Parte 10, per ogni grado Celsius di riscaldamento, l'elasticità del deflusso in questa regione è circa -4 a -5% per grado Celsius. Per riscaldamento di 3°C:

$\Delta Q/Q = -4{,}5\% \times 3 = -13{,}5\%$

Sul deflusso attuale medio di circa Q = 20 km³/anno:

$\Delta Q = -13{,}5\% \times 20 = -2{,}7$ km³/anno

Questa riduzione è sostanziale rispetto alla domanda attuale di circa 18-19 km³/anno, che già eccede l'approvvigionamento in anni secchi, causando progressiva deplezione dei reservoir (Lake Mead, Lake Powell).

La fusione accelerata dei ghiacciai montani, che attualmente forniscono deflusso stagionale critico a oltre 2 miliardi di persone in Asia (bacini Indo, Gange, Brahmaputra, Yangtze, Yellow River alimentati da ghiacciai Himalaya, Karakoram, Tibet), presenta una dinamica temporale complessa. Inizialmente, la fusione accelerata aumenta deflusso estivo:

$Q_{fusione} = (dM/dt) / \varrho_{ghiaccio}$

dove dM/dt è il tasso di perdita di massa glaciale. Per i ghiacciai Himalaya, con perdita attuale di circa 16 gigatonnellate all'anno:

Q_fusione = 16 × 10^9 kg/anno / (917 kg/m³) = 1,75 × 10^7 m³/anno = 0,0175 km³/anno

Questo incremento temporaneo di deflusso è benefico a breve termine. Tuttavia, man mano che i ghiacciai si riducono, il contributo diminuisce. Una volta che i ghiacciai sono sostanzialmente depleti (proiezioni suggeriscono 30-50% di massa persa entro 2100 in scenari ad alte emissioni), il deflusso estivo diminuisce sotto i livelli attuali, causando deficit critico durante la stagione secca quando domanda irrigua è massima.

Il tempo scala per questa transizione da surplus a deficit dipende dalla massa glaciale residua e dal tasso di fusione. Per un ghiacciaio con massa M e tasso di perdita costante dM/dt:

t_transizione = M / (2 × dM/dt)

(il fattore 2 deriva dal fatto che il picco di deflusso si verifica quando circa metà della massa è persa). Per ghiacciai Himalaya con massa totale residua stimata circa 3.600 Gt e perdita attuale di 16 Gt/anno:

t_transizione = 3.600 / (2 × 16) = 112,5 anni

Quindi la transizione da surplus a deficit potrebbe verificarsi intorno al 2130-2150 in questo scenario, ma con grande variabilità regionale.

## Salute umana: mortalità diretta e malattie vettoriali

Gli impatti del cambiamento climatico sulla salute umana sono molteplici e includono mortalità diretta da eventi estremi (ondate di calore, inondazioni, tempeste), espansione geografica e temporale di malattie trasmesse da vettori (malaria, dengue, zika), malnutrizione da insicurezza alimentare e impatti indiretti attraverso degradazione ambientale e stress socio-economico.

La mortalità da ondate di calore è quantificabile attraverso relazioni dose-risposta tra temperatura e mortalità giornaliera. Le curve di mortalità tipicamente mostrano forma a V o J, con mortalità minima a una temperatura ottimale specifica per ciascuna popolazione (riflettente adattamento locale) e incrementi sia a temperature più fredde sia più calde.

Per una città temperata tipica, la relazione tra temperatura media giornaliera T e mortalità relativa RR (relative risk) può essere approssimata da:

RR(T) = RR_min × exp[β_caldo × max(0, T - T_opt)²]

per il ramo caldo della curva, dove T_opt ≈ 20-25°C è la temperatura ottimale, RR_min è il rischio minimo e β_caldo quantifica la pendenza della relazione. Valori empirici tipici sono β_caldo ≈ 0,002-0,005 per grado Celsius quadrato.

Per T_opt = 23°C, RR_min = 1,0 e β_caldo = 0,003, ad una temperatura di T = 30°C:

RR(30) = 1,0 × exp[0,003 × (30 - 23)²] = exp[0,003 × 49] = exp[0,147] = 1,158

ovvero un incremento del 15,8% nella mortalità giornaliera. Per un'ondata di calore estrema con T = 38°C:

$RR(38) = \exp[0{,}003 \times (38 - 23)^2] = \exp[0{,}003 \times 225] = \exp[0{,}675] = 1{,}964$

quasi un raddoppio della mortalità.

L'integrale di mortalità in eccesso durante un'ondata di calore di durata d giorni con temperature T(t) è:

$$\text{Morti_eccesso} = \text{Pop} \times \text{Morte_baseline} \times \int[RR(T(t)) - 1]\, dt$$

Per una città di 1 milione di abitanti con mortalità baseline di 20 decessi/giorno (tasso di mortalità annuale circa 0,7%, tipico di popolazioni anziane), e un'ondata di calore di 7 giorni con RR medio di 1,5:

$\text{Morti_eccesso} = 1.000.000 \times (20/\text{giorno}) \times (1{,}5 - 1) \times 7 = 1.000.000 \times 20 \times 0{,}5 \times 7 / 1.000.000$ Morti_eccesso = 70 decessi

L'ondata di calore europea del 2003, con temperature eccezionali sostenute per 1-2 settimane in molte regioni, ha causato mortalità in eccesso stimata in circa 70.000 decessi, con le vittime concentrate tra anziani, persone con condizioni mediche preesistenti e popolazioni urbane senza accesso a aria condizionata.

La frequenza e intensità di ondate di calore è aumentata drammaticamente come discusso nella Parte 8. Eventi che avevano periodo di ritorno di 50 anni nel clima pre-industriale hanno ora periodo di ritorno di 10-20 anni, un incremento di frequenza di fattore 2,5-5. Proiettando questo trend, eventi attuali con periodo di ritorno di 50 anni potrebbero avere periodo di ritorno di 2-5 anni in un clima con riscaldamento di 2°C, e potrebbero verificarsi annualmente o più frequentemente con riscaldamento di 4°C.

La mortalità annuale globale attribuibile a ondate di calore è attualmente stimata circa 150.000-300.000 decessi/anno. Con incremento di frequenza e intensità previsto, questo potrebbe aumentare a:

Morti_annuali = 500.000-1.000.000 entro 2050 (scenario 2-3°C)

considerando anche crescita di popolazione anziana particolarmente vulnerabile.

Le malattie trasmesse da vettori sono sensibili a temperatura e precipitazione attraverso effetti su distribuzione, densità e dinamica di trasmissione dei vettori. La malaria, causata da parassiti Plasmodium e trasmessa da zanzare Anopheles, attualmente colpisce circa 220 milioni di persone annualmente con circa 400.000 decessi.

Il tasso di sviluppo del parassita nel vettore (periodo di incubazione estrinseco, EIP) dipende esponenzialmente dalla temperatura secondo:

EIP(T) = a / [(T - T_min)^b]

dove $T_{min} \approx 16°C$ è la temperatura minima per sviluppo, e a, b sono costanti specie-specifiche. Per Plasmodium falciparum, la forma dominante:

$$EIP(T) \approx 111 / (T - 16)$$

In giorni. A T = 25°C:

EIP(25) = 111 / (25 - 16) = 111 / 9 = 12,3 giorni

A T = 28°C (incremento di 3°C):

EIP(28) = 111 / 12 = 9,25 giorni

Una riduzione di 3 giorni. Poiché la zanzara ha una vita media limitata (circa 10-20 giorni), una riduzione dell'EIP aumenta la probabilità che il parassita completi lo sviluppo prima della morte della zanzara, aumentando trasmissione.

La capacità vettoriale VC, che quantifica l'intensità di trasmissione, incorpora la densità di vettori m, la frequenza di pasto di sangue a, la sopravvivenza giornaliera p e l'EIP:

$VC = (m \times a^2 \times p^{EIP}) / (-\ln p)$

Tutti questi parametri dipendono da temperatura. Le analisi mostrano che VC per malaria ha un optimum intorno a T = 28-30°C, con trasmissione che diminuisce sia a temperature più basse sia più alte (>34°C la trasmissione cessa).

Le regioni attualmente troppo fredde per trasmissione malarica sostenuta (altitudini elevate in regioni tropicali, latitudini temperate) potrebbero diventare climaticamente adatte con riscaldamento. Stime suggeriscono che popolazione addizionale esposta a rischio di trasmissione malarica potrebbe aumentare di:

Pop_rischio_addizionale = 150-300 milioni di persone entro 2050 (scenario 2°C)

principalmente attraverso espansione a altitudini maggiori in Africa orientale e centrale.

Tuttavia, l'effetto netto è complesso perché regioni già calde potrebbero diventare troppo calde per trasmissione efficiente, e sviluppo socio-economico riduce trasmissione attraverso miglioramento abitazioni, accesso a cure mediche e controllo vettori. Proiezioni integrate suggeriscono che il numero totale di casi potrebbe non aumentare drammaticamente globalmente, ma la distribuzione geografica cambierebbe sostanzialmente.

## Migrazioni climatiche e displacement di popolazione

I cambiamenti climatici possono indurre migrazioni umane attraverso molteplici meccanismi: deterioramento graduale di condizioni ambientali (innalzamento livello marino, aridificazione, degradazione suoli), eventi estremi catastrofici (inondazioni, cicloni tropicali), e conflitti innescati o esacerbati da stress su risorse naturali.

Le stime del numero di "migranti climatici" variano enormemente (50-200 milioni entro 2050) a seconda di definizioni, metodologie e scenari, riflettendo le difficoltà concettuali e pratiche di isolare driver climatici da altri driver socio-economici di migrazione.

L'innalzamento del livello marino rappresenta uno dei driver più direttamente quantificabili. La popolazione globale attualmente residente in Zone Costiere di Bassa Elevazione (LECZ, Low Elevation Coastal Zones, definite come terra sotto 10 metri di elevazione sopra il livello marino) è circa 600-700 milioni di persone, circa 9% della popolazione globale, concentrata in regioni altamente produttive e densamente popolate (delta fluviali asiatici, coste europee, regioni costiere nordamericane).

Per innalzamento del livello marino di $\Delta h = 0{,}5$ metri entro 2100 (valore centrale per scenario SSP2-4.5), senza adattamento attraverso protezioni costiere, la popolazione direttamente esposta a inondazione permanente può essere stimata grossolanamente assumendo che popolazione in LECZ sia distribuita uniformemente con elevazione:

$$\text{Pop_sotto_livello} = \text{Pop_LECZ} \times (\Delta h / 10\ \text{m})$$

$$\text{Pop_sotto_livello} = 650\ \text{milioni} \times (0{,}5 / 10) = 32{,}5\ \text{milioni}$$

Questa è una sottostima perché popolazione è concentrata preferenzialmente a elevazioni più basse. Stime più sofisticate considerando distribuzione reale suggeriscono:

Pop_esposta = 150-250 milioni di persone per innalzamento 0,5 m Pop_esposta = 300-500 milioni di persone per innalzamento 1,0 m

Queste popolazioni non necessariamente migreranno tutte; molte regioni implementeranno protezioni costiere (dighe, argini). Tuttavia, i costi di protezione sono proibitivi per regioni povere. Si stima che paesi con PIL pro capite sotto 10.000 USD/anno (contenenti circa 4 miliardi di persone) avranno capacità limitata di implementare protezioni costiere estensive.

La frazione di popolazione esposta che effettivamente migra dipende da molteplici fattori socio-economici. Assumendo che 30-50% di popolazione esposta in regioni senza protezioni adeguate migri:

Migranti_livello_marino = 50-150 milioni entro 2100 (scenario 0,5-1,0 m)

I delta fluviali asiatici (Gange-Brahmaputra-Meghna in Bangladesh/India, Mekong in Vietnam, Yangtze e Yellow River in Cina) ospitano oltre 300 milioni di persone e sono particolarmente vulnerabili a causa di alta densità popolazione, bassa elevazione e limitata capacità economica per adattamento.

Il delta del Bangladesh, con circa 160 milioni di abitanti e elevazione media di 1-2 metri sopra il livello marino, potrebbe sperimentare displacement di:

Pop_displacement_Bangladesh = 20-40 milioni di persone per innalzamento 1 m

rappresentando 12-25% della popolazione nazionale attuale.

Oltre all'innalzamento del livello marino, l'aridificazione e degradazione di terre agricole può indurre migrazioni. Le regioni dryland (regioni aride e semi-aride) coprono circa 45% della superficie terrestre e ospitano circa 3 miliardi di persone, molte dipendenti da agricoltura e pastorizia vulnerabili a riduzione di precipitazioni e aumento di temperature.

La produttività primaria netta (NPP) in ecosistemi dryland è fortemente limitata da disponibilità idrica. La relazione empirica tra precipitazione annuale P e NPP può essere approssimata da:

NPP = a × P^b

dove a e b sono parametri empirici. Per ecosistemi semi-aridi tipici, b ≈ 1,2-1,5, indicando sensibilità super-lineare a precipitazione. Una riduzione di precipitazione del 20%:

ΔNPP/NPP = (1 - 0,20)^1,3 - 1 = 0,80^1,3 - 1 = 0,763 - 1 = -0,237 = -23,7%

causando declino di NPP del 24%, superiore al declino di precipitazione del 20%.

Regioni dove precipitazione è proiettata diminuire di 10-30% (Mediterraneo, Medio Oriente, Africa australe, Sudovest Nord America, Nordest Brasile) potrebbero sperimentare stress severo su agricoltura e pastorizia di sussistenza, potenzialmente inducendo migrazioni. Stime suggeriscono:

Migranti_aridificazione = 50-200 milioni entro 2050 (scenario alta emissione)

principalmente da Africa sub-Sahariana, Medio Oriente e Asia Centrale.

## Conflitti e instabilità socio-politica

La relazione tra cambiamento climatico e conflitto è complessa e mediata da molteplici fattori contestuali (istituzioni politiche, ineguaglianza economica, storia di conflitti, accesso a risorse). Tuttavia, evidenze emergenti da analisi statistiche su larga scala e studi di casi specifici suggeriscono che stress climatici possono aumentare rischio di conflitti, particolarmente conflitti intra-statali e violenza comunitaria, attraverso meccanismi di scarsità di risorse, shock economici e migrazioni indotte.

Analisi meta-analitiche di studi multipli hanno stimato che una deviazione standard di incremento in temperatura o estremi climatici è associata con incremento di:

Δ Conflitto interpersonale = 4% (intervallo: 2-6%) Δ Conflitto inter-gruppo = 14% (intervallo: 9-19%)

Questi sono effetti medi su campioni molto eterogenei e non implicano determinismo; piuttosto, indicano che stress climatici aumentano probabilità marginale di conflitto in contesti già vulnerabili.

Il caso della guerra civile siriana (2011-presente), sebbene primariamente causato da fattori politici, è stato parzialmente innescato da una siccità eccezionale nel periodo 2006-2010 che ha causato fallimenti agricoli, migrazioni rurali-urbane massive e stress economico contribuendo all'instabilità. La siccità 2006-2010 è stata la più severa nel record strumentale, con deficit di precipitazione di circa 30% rispetto alla media e attribuita parzialmente al cambiamento climatico antropogenico.

Il numero di migranti interni in Siria dovuto alla siccità è stimato circa 1,5 milioni di persone (7% della popolazione pre-conflitto). Sebbene il nesso causale diretto siccità→migrazione→conflitto sia dibattuto, questo caso illustra come amplificatori climatici possano interagire con vulnerabilità politiche ed economiche preesistenti.

Proiezioni di stress climatici futuri suggeriscono che regioni già caratterizzate da fragilità politica, dipendenza da agricoltura di sussistenza e alta ineguaglianza potrebbero sperimentare rischio aumentato di conflitti. Le regioni identificate come particolarmente vulnerabili includono:

- Africa Sub-Sahariana (Sahel, Corno d'Africa, Africa centrale)
- Medio Oriente e Nord Africa
- Asia del Sud (particolarmente bacini transfrontalieri)
- America Centrale

Non è possibile quantificare con precisione incrementi di conflitti futuri dovuti a cambiamento climatico, ma stime qualitative suggeriscono che il cambiamento climatico potrebbe contribuire a decine di conflitti addizionali su scala locale a regionale entro metà secolo se combinato con fallimenti di governance e sviluppo.

## Impatti economici aggregati: funzioni di danno e costi sociali del carbonio

La quantificazione monetaria aggregata degli impatti climatici è effettuata attraverso funzioni di danno che mettono in relazione riscaldamento globale con riduzione di prodotto interno lordo (PIL). Questi modelli di valutazione integrata (IAM, Integrated Assessment Models) combinano proiezioni climatiche, impatti settoriali e valutazioni economiche in framework unificati.

La forma generale delle funzioni di danno è tipicamente quadratica o polinomiale di ordine superiore in temperatura:

$$D(\Delta T) = \alpha_1 \times \Delta T + \alpha_2 \times \Delta T^2$$

dove D è la riduzione frazionaria di PIL globale e $\alpha_1$, $\alpha_2$ sono coefficienti stimati da aggregazione di studi di impatto settoriali. Funzioni ampiamente utilizzate includono quelle dei modelli DICE (Nordhaus), PAGE (Hope) e FUND (Tol).

Nel modello DICE-2016, la funzione di danno è:

$$D(\Delta T) = 1 - [1/(1 + \alpha_1 \times \Delta T + \alpha_2 \times \Delta T^2)]$$

con $\alpha_1 = 0$ e $\alpha_2 = 0{,}00236$. Per riscaldamento di $\Delta T = 2{,}5°C$:

$D(2,5) = 1 - [1/(1 + 0{,}00236 \times 6{,}25)] = 1 - [1/1{,}01475] = 1 - 0{,}9855 = 0{,}0145 = 1{,}45\%$

ovvero una riduzione del PIL globale dell'1,45%. Per $\Delta T = 4°C$:

$D(4) = 1 - [1/(1 + 0{,}00236 \times 16)] = 1 - [1/1{,}03776] = 1 - 0{,}9636 = 0{,}0364 = 3{,}64\%$

Queste stime sono considerate conservative da molti economisti, poiché omettono o sottostimano impatti difficilmente quantificabili monetariamente (perdita di biodiversità, impatti su salute non mercato, rischi di tipping points).

Funzioni alternative con maggiore danno atteso includono quella di Weitzman, che incorpora possibilità di danni catastrofici (fat tail):

$D(\Delta T) = 1 - \exp[-(\alpha \times \Delta T + \beta \times \Delta T^2)]$

con parametri calibrati per produrre danni sostanzialmente maggiori ad alto riscaldamento. Per $\Delta T = 4°C$ con $\alpha = 0{,}01$ e $\beta = 0{,}003$:

$D(4) = 1 - \exp[-(0{,}01 \times 4 + 0{,}003 \times 16)] = 1 - \exp[-0{,}088] = 1 - 0{,}9158 = 0{,}0842 = 8{,}42\%$

una riduzione dell'8,4%, più del doppio della stima DICE.

Il costo sociale del carbonio (SCC, Social Cost of Carbon) è definito come il valore presente netto del danno economico causato dall'emissione di una tonnellata addizionale di $CO_2$. È calcolato attraverso:

$$SCC = \int_0^{\infty} [dD/dC(t) \times GDP(t) \times e^{(-\rho t)}]\, dt$$

dove $dD/dC$ è la derivata parziale del danno rispetto alla concentrazione di $CO_2$, $GDP(t)$ è il prodotto interno lordo futuro e $\varrho$ è il tasso di sconto sociale.

Le stime di SCC variano enormemente (20-200 USD/$tCO_2$) a seconda di:

1. Funzione di danno utilizzata
2. Tasso di sconto ($\varrho$ = 1,5-7% annuo)
3. Trattamento di incertezza e risk aversion
4. Inclusione di tipping points

Il governo degli Stati Uniti ha utilizzato stime centrali di circa SCC = 50 USD/$tCO_2$ (tasso di sconto 3%) per analisi di regolazioni federali. Stime recenti che incorporano maggiori danni da eventi estremi, tipping points e ineguaglianza suggeriscono valori SCC = 100-200 USD/$tCO_2$ o superiori.

Per emissioni globali attuali di circa 40 $GtCO_2$/anno, il danno economico annuale a SCC = 100 USD/$tCO_2$ sarebbe:

$Danno_annuale = 40 \times 10^9\ tCO_2/anno \times 100\ USD/tCO_2 = 4 \times 10^{12}\ USD/anno = 4$ trilioni USD/anno

corrispondente a circa 4-5% del PIL globale annuale (≈90 trilioni USD nel 2021), già oggi, senza considerare danni addizionali futuri da riscaldamento accumulato.

# Scenari di Mitigazione e Pathways di Decarbonizzazione

### Il budget di carbonio residuo: vincoli fisici alle emissioni cumulative

La relazione approssimativamente lineare tra emissioni cumulative di $CO_2$ e riscaldamento globale, espressa attraverso la Transient Climate Response to Cumulative Emissions (TCRE), fornisce un framework concettuale potente per definire budget di carbonio compatibili con target di temperatura.

Come introdotto nella Parte 9, la TCRE è definita come:

TCRE = ΔT / E_cum

dove ΔT è l'incremento di temperatura superficiale globale e E_cum sono le emissioni cumulative di $CO_2$ dalla rivoluzione industriale. Le valutazioni IPCC AR6 indicano:

TCRE = 0,45 gradi Celsius per 1.000 PgC (intervallo probabile: 0,32-0,62 gradi Celsius per 1.000 PgC)

Convertendo da PgC a $GtCO_2$ utilizzando il fattore di conversione 1 PgC = 3,664 $GtCO_2$:

TCRE = 0,45/(1.000 × 3,664) = 0,45/3.664 = 0,000123 gradi Celsius per $GtCO_2$

ovvero circa $1,23 \times 10^{-4}$ gradi Celsius per gigatonnellata di $CO_2$.

Per un target di temperatura T_target relativo al periodo pre-industriale (1850-1900), il budget di carbonio residuo B_residuo a partire da un anno base (tipicamente 2020) è calcolato come:

B_residuo = (T_target - T_attuale - ΔT_non-$CO_2$ - ΔT_feedback) / TCRE

dove:

- T_attuale ≈ 1,1 gradi Celsius è il riscaldamento già osservato
- ΔT_non-$CO_2$ è il contributo futuro atteso da forzanti non-$CO_2$ ($CH_4$, $N_2O$, aerosol, ecc.)
- ΔT_feedback include feedback del sistema Terra non catturati nella TCRE (permafrost, ecc.)

Per il target di 1,5 gradi Celsius dell'Accordo di Parigi, con T_attuale = 1,1 gradi Celsius e ΔT_non-$CO_2$ + ΔT_feedback ≈ 0,1 gradi Celsius (stima conservativa):

Margine_residuo = 1,5 - 1,1 - 0,1 = 0,3 gradi Celsius

Il budget corrispondente con TCRE = 0,45 gradi Celsius per 1.000 PgC:

$B_{residuo,1.5C} = 0,3 / (0,45/1.000) = 0,3 \times 1.000/0,45 = 667$ PgC

Convertendo in $GtCO_2$:

$B_{residuo,1.5C} = 667 \times 3,664 = 2.443\ GtCO_2$

L'IPCC AR6 stima il budget residuo dal 2020 per 1,5 gradi Celsius (con probabilità del 50%) come:

$B_{residuo,1.5C,50\%} = 500\ GtCO_2$ (intervallo: 300-900 $GtCO_2$)

Per probabilità del 67% (due terzi di chance):

$B_{residuo,1.5C,67\%} = 400\ GtCO_2$ (intervallo: 200-650 $GtCO_2$)

Con emissioni globali attuali (2020-2023) di circa $E_{attuale} = 40\ GtCO_2$/anno, il tempo residuo a tasso di emissioni costante è:

$t_{residuo,1.5C} = 400 / 40 = 10$ anni (per target 67%)

Ovvero il budget verrebbe esaurito intorno al 2030 se le emissioni rimanessero ai livelli attuali. Questo calcolo semplice illustra l'urgenza estrema della mitigazione per il target 1,5 gradi Celsius.

Per il target di 2,0 gradi Celsius, più realizzabile, il budget residuo è:

Margine_residuo = 2,0 - 1,1 - 0,1 = 0,8 gradi Celsius

$B_{residuo,2.0C} = 0,8 \times 1.000/0,45 \times 3,664 = 6.511\ GtCO_2$ (teorico)

L'IPCC AR6 stima più conservativamente:

$B_{residuo,2.0C,67\%} = 1.150\ GtCO_2$ (intervallo: 700-1.700 $GtCO_2$)

Con emissioni attuali:

$t_{residuo,2.0C} = 1.150 / 40 = 28,75$ anni

Il budget sarebbe esaurito intorno al 2048 a emissioni costanti, ma questo non tiene conto della necessità di riduzione progressiva. Per rispettare il budget mantenendo qualche margine, le emissioni devono iniziare a diminuire sostanzialmente entro il 2025-2030 e raggiungere emissioni nette zero entro il 2050-2070.

## Pathways di emissione e scenari di mitigazione

I Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) combinati con livelli di forcing radiativo (Representative Concentration Pathways, RCPs) forniscono scenari standardizzati per esplorare futures climatici alternativi. I pathways più rilevanti per mitigazione sono:

**SSP1-1.9** (mitigazione molto forte):

- Emissioni $CO_2$ picco: ~2025 a 41 $GtCO_2$/anno
- Riduzione 2030: -50% rispetto a 2020
- Emissioni nette zero $CO_2$: ~2050
- Emissioni cumulative 2020-2100: ~500 $GtCO_2$
- Temperatura 2100: +1,4 gradi Celsius (intervallo: 1,0-1,8 gradi Celsius)
- Forcing radiativo 2100: 1,9 $W/m^2$

**SSP1-2.6** (mitigazione forte):

- Emissioni $CO_2$ picco: ~2025 a 42 $GtCO_2$/anno
- Riduzione 2030: -30% rispetto a 2020
- Emissioni nette zero $CO_2$: ~2075
- Emissioni cumulative 2020-2100: ~1.100 $GtCO_2$
- Temperatura 2100: +1,8 gradi Celsius (intervallo: 1,3-2,4 gradi Celsius)
- Forcing radiativo 2100: 2,6 $W/m^2$

**SSP2-4.5** (mitigazione moderata):

- Emissioni $CO_2$ picco: ~2050 a 45 $GtCO_2$/anno
- Riduzione 2030: -10% rispetto a 2020
- Emissioni nette zero $CO_2$: ~2100
- Emissioni cumulative 2020-2100: ~2.500 $GtCO_2$
- Temperatura 2100: +2,7 gradi Celsius (intervallo: 2,1-3,5 gradi Celsius)
- Forcing radiativo 2100: 4,5 $W/m^2$

**SSP5-8.5** (alte emissioni, business-as-usual peggiore):

- Emissioni $CO_2$ crescita continua fino a ~70 $GtCO_2$/anno nel 2080
- Emissioni cumulative 2020-2100: ~5.000 $GtCO_2$
- Temperatura 2100: +4,4 gradi Celsius (intervallo: 3,3-5,7 gradi Celsius)
- Forcing radiativo 2100: 8,5 $W/m^2$

La traiettoria matematica generale delle emissioni in pathways di mitigazione può essere approssimata da una funzione logistica decrescente:

$$E(t) = E_{max} / [1 + \exp(r \times (t - t_{picco}))] \times \exp(-\lambda \times \max(0, t - t_{zero}))$$

dove:

- $E_{max}$ è l'emissione al picco
- $r$ è il tasso di transizione
- $t_{picco}$ è l'anno del picco
- $\lambda$ è il tasso di declino post-picco
- $t_{zero}$ è l'anno di emissioni nette zero

Per SSP1-2.6 con E_max = 42 $GtCO_2$/anno, t_picco = 2025, t_zero = 2075 e parametri r = 0,15/anno, λ = 0,05/anno:

E(2030) = 42 / [1 + exp(0,15 × 5)] × exp(0) = 42 / [1 + exp(0,75)] = 42 / [1 + 2,12] = 42 / 3,12 = 13,5 $GtCO_2$/anno

Questo darebbe una riduzione troppo rapida; parametri realistici sono più moderati. Una parametrizzazione migliore per SSP1-2.6 è un declino lineare iniziale seguito da declino esponenziale:

$E(t) = E_0 \times [1 - \alpha \times (t - t_0)]$ per $t_0 < t <$ t_transition $E(t) =$ E_transition $\times \exp[-\beta \times (t -$ t_transition$)]$ per $t >$ t_transition

Con $E_0$ = 40 $GtCO_2$/anno (2020), α = 0,02/anno (riduzione 2% annua iniziale), t_transition = 2050, E_transition = 16 $GtCO_2$/anno, β = 0,08/anno:

E(2030) = 40 × [1 - 0,02 × 10] = 40 × 0,8 = 32 $GtCO_2$/anno (-20% rispetto a 2020) E(2040) = 40 × [1 - 0,02 × 20] = 40 × 0,6 = 24 $GtCO_2$/anno E(2050) = 16 $GtCO_2$/anno E(2075) = 16 × exp[-0,08 × 25] = 16 × exp[-2,0] = 16 × 0,135 = 2,16 $GtCO_2$/anno E(2100) = 16 × exp[-0,08 × 50] = 16 × exp[-4,0] = 16 × 0,018 = 0,29 $GtCO_2$/anno

Questo profilo è più realistico per SSP1-2.6.

## Tecnologie di decarbonizzazione: potenziali e vincoli

Il raggiungimento di emissioni nette zero richiede trasformazione profonda dei sistemi energetici, industriali, di trasporto e di uso del suolo. Le principali opzioni tecnologiche possono essere categorizzate per settore.

**Settore energetico (elettricità e calore):**

Il settore energetico contribuisce circa 40% delle emissioni globali di $CO_2$ (≈15 $GtCO_2$/anno). La decarbonizzazione richiede transizione da combustibili fossili (carbone, gas naturale, petrolio) a fonti a basse/zero emissioni.

Le tecnologie principali includono:

1. **Energia solare fotovoltaica (PV):**

- Capacità globale installata 2023: ≈1.200 GW
- Potenziale tecnico globale: >100.000 GW (terre emerse non agricole con insolazione adeguata)
- Fattore di capacità: 15-25% (dipende da latitudine e cloud cover)
- Costo livellato energia (LCOE): 20-50 USD/MWh (2023, in calo continuo)
- Emissioni lifecycle: 20-50 $gCO_2eq$/kWh

La produzione annuale di elettricità da 1 GW di capacità PV con fattore di capacità CF = 0,20 è:

E_PV = 1 GW × 0,20 × 8.760 ore/anno = 1.752 GWh/anno = 1,752 TWh/anno

Per sostituire la generazione globale da carbone (≈10.000 TWh/anno, emissioni ≈850 $gCO_2$/kWh):

Capacità_PV_necessaria = 10.000 TWh/anno / 1,752 TWh/(anno·GW) = 5.708 GW

Riduzione emissioni = 10.000 × $10^9$ kWh/anno × (850 - 40) × $10^{-3}$ $gCO_2$/kWh × $10^{-9}$ $GtCO_2$/g = 10.000 × 0,81 × $10^{-3}$ = 8,1 $GtCO_2$/anno

2. **Energia eolica:**
- Capacità globale 2023: ≈1.000 GW (onshore + offshore)
- Potenziale tecnico: >400.000 GW (onshore), >100.000 GW (offshore)
- Fattore di capacità: 25-35% (onshore), 40-50% (offshore)
- LCOE: 30-60 USD/MWh (onshore), 50-100 USD/MWh (offshore)
- Emissioni lifecycle: 10-20 $gCO_2$eq/kWh

3. **Energia nucleare:**
- Capacità globale 2023: ≈400 GW
- Fattore di capacità: 80-90%
- LCOE: 60-120 USD/MWh (alta variabilità regionale)
- Emissioni lifecycle: 5-15 $gCO_2$eq/kWh
- Limitazioni: accettabilità pubblica, gestione scorie, proliferazione, tempi costruzione lunghi (8-12 anni)

4. **Idroelettrico:**
- Capacità globale 2023: ≈1.300 GW
- Potenziale tecnico residuo: ≈2.000-3.000 GW (ma con significativi impatti ecologici)
- Fattore di capacità: 40-60%
- Emissioni lifecycle: 10-50 $gCO_2$eq/kWh (variabile, emissioni da reservoir possono essere sostanziali)

La sfida principale dell'integrazione di rinnovabili variabili (solare, eolico) è l'intermittenza. La produzione solare ha variabilità diurna (zero di notte) e stagionale. Il fattore di capacità orario per solare PV varia da 0% (notte) a 70-90% (mezzogiorno cielo sereno).

La quantità di storage energetico necessaria per bilanciare variabilità giornaliera può essere stimata dal mismatch tra generazione e domanda. Per un sistema con penetrazione solare del 50% della domanda totale e domanda giornaliera costante:

Se generazione solare è concentrata in 8 ore diurne con potenza media 3 volte la potenza media giornaliera, e domanda è costante 24 ore:

Surplus_diurno = Generazione - Domanda = 3 × P_media - P_media = 2 × P_media (per 8 ore) Deficit_notturno = 0 - P_media = -P_media (per 16 ore)

Energia da immagazzinare = 2 × P_media × 8 ore = 16 × P_media ore Energia da restituire = P_media × 16 ore = 16 × P_media ore

Bilancio chiuso. Per domanda globale di elettricità ≈30.000 TWh/anno ≈ 3,42 TW medi, con penetrazione solare 50% (1,71 TW):

Storage_necessario = 16 × 1,71 TW = 27,4 TWh

Questo è un valore enorme. Le tecnologie di storage attuali:

**Batterie litio-ione:**

- Capacità globale installata: ≈0,05 TWh (2023)
- Costo: 100-200 USD/kWh (in rapido declino)
- Efficienza round-trip: 85-95%
- Adatte per storage giornaliero, ma scalare a 27 TWh richiederebbe investimenti di:

Costo_batterie = 27.000 GWh × 150 USD/kWh × $10^6$ kWh/GWh = 4,05 × $10^{12}$ USD = 4 trilioni USD

**Pompaggio idroelettrico (Pumped Hydro Storage, PHS):**

- Capacità globale: ≈0,16 TWh
- Costo: 50-100 USD/kWh
- Efficienza: 70-85%
- Limitato da requisiti topografici (necessita elevazione)

**Storage termico (Concentrated Solar Power con storage sali fusi):**

- Capacità installata limitata
- Efficienza: 35-40% (solare→termico→elettrico)
- Potenzialmente scalabile

Alternativamente, sistemi ibridi con diverse fonti rinnovabili geograficamente distribuite, interconnessioni elettriche continentali (supergrid), gestione della domanda (demand-side management) e generazione di backup da gas naturale con CCS possono ridurre requisiti di storage.

**Settore trasporti:**

Il settore trasporti contribuisce circa 25% delle emissioni globali di $CO_2$ (≈9 $GtCO_2$/anno), dominato da trasporto su strada (≈75%), seguito da aviazione (≈12%), navigazione (≈10%) e ferrovia (≈3%).

Opzioni di decarbonizzazione:

1. **Veicoli elettrici a batteria (BEV) per trasporto leggero:**

- Efficienza well-to-wheel: 70-80% (con elettricità rinnovabile)
- vs. veicoli a combustione interna (ICE): 15-20%
- Emissioni lifecycle: 50-100 $gCO_2eq/km$ (BEV con elettricità rinnovabile) vs. 200-300 $gCO_2eq/km$ (ICE)

Il numero di veicoli leggeri globali è ≈1,4 miliardi. Sostituirli tutti con BEV richiederebbe capacità di batterie di:

Capacità_batteria_media = 60 kWh/veicolo Capacità_totale = $1,4 \times 10^9 \times 60$ kWh = 84 TWh

Con produzione attuale di batterie ≈0,5 TWh/anno, raggiungere questa capacità richiederebbe:

Tempo = 84 / 0,5 = 168 anni

a tasso attuale, ma la produzione sta crescendo esponenzialmente (raddoppio ogni 2-3 anni), quindi raggiungibile potenzialmente entro 2040-2050 con crescita sostenuta.

2. **Idrogeno verde per trasporto pesante, aviazione, navigazione:**

Produzione di idrogeno via elettrolisi dell'acqua alimentata da elettricità rinnovabile:

$2\ H_2O \rightarrow 2\ H_2 + O_2$

Energia richiesta per produrre 1 kg $H_2$ (potere calorifico inferiore $H_2$ = 120 MJ/kg):

E_elettrolisi = 120 MJ/kg / $\eta$_elettrolisi = 120 / 0,70 = 171 MJ/kg = 47,5 kWh/kg

Con efficienza elettrolisi η = 70%. Per sostituire consumo globale di combustibili fossili in trasporto pesante (≈2 $GtCO_2$/anno, equivalente a ≈700 Mtoe/anno = 29 EJ/anno di energia fossile):

Idrogeno_necessario = $29 \times 10^{18}$ J/anno / ($120 \times 10^6$ J/kg) = $242 \times 10^9$ kg/anno = 242 Mt $H_2$/anno

Elettricità rinnovabile necessaria:

E_rinnovabile = $242 \times 10^9$ kg/anno × 47,5 kWh/kg = $11.495 \times 10^9$ kWh/anno = 11.495 TWh/anno

Circa 40% della domanda elettrica globale attuale, un incremento massiccio.

**Settore industriale:**

Industria contribuisce ≈30% delle emissioni (≈11 $GtCO_2$/anno), con le maggiori fonti:

1. **Produzione cemento (≈2,5 $GtCO_2$/anno):**

- Emissioni da calcinazione: $CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$ (processo chimico ineliminabile, ≈60% delle emissioni)
- Emissioni da combustione per calore (≈40%)

Opzioni: combustibili alternativi a zero carbonio (idrogeno, elettricità), carbon capture su emissioni di processo, sostituzione parziale cemento con materiali alternativi (ceneri volanti, scorie), riduzione clinker nel cemento.

2. **Produzione acciaio (≈2,5 $GtCO_2$/anno):**

- Processo attuale (blast furnace): $Fe_2O_3 + 3\ CO \rightarrow 2\ Fe + 3\ CO_2$
- Alternativa idrogeno (direct reduced iron): $Fe_2O_3 + 3\ H_2 \rightarrow 2\ Fe + 3\ H_2O$ (emissioni zero se $H_2$ verde)

Per produzione globale acciaio ≈1.900 Mt/anno, riduzione con $H_2$ richiederebbe:

$H_2$_necessario = $1.900 \times 10^9$ kg acciaio/anno × (3 × 2 kg $H_2$)/(2 × 56 kg Fe) × (56/72 correzione per $Fe_2O_3$) ≈ $1.900 \times 10^9 \times 0{,}05 = 95 \times 10^9$ kg $H_2$/anno = 95 Mt $H_2$/anno

Elettricità rinnovabile:

$E = 95 \times 10^9 \times 47{,}5 = 4.513$ TWh/anno

Ulteriori ≈15% della domanda elettrica globale.

**Agricoltura e uso del suolo:**

Contributo ≈23% delle emissioni totali (≈11 $GtCO_2$eq/anno, includendo $CH_4$ e $N_2O$ da agricoltura più $CO_2$ da deforestazione).

Opzioni:

- Riduzione deforestazione e restauro forestale: potenziale sequestro 3-5 $GtCO_2$/anno
- Gestione migliorata suoli agricoli (no-till, cover crops): sequestro 2-4 $GtCO_2$/anno
- Riduzione emissioni $CH_4$ da allevamento (additivi mangimi, gestione letame): riduzione 1-2 $GtCO_2$eq/anno
- Riduzione emissioni $N_2O$ da fertilizzanti (applicazione precisa): riduzione 0,5-1 $GtCO_2$eq/anno
- Cambiamento dietetico (riduzione consumo carne): riduzione potenziale 3-5 $GtCO_2$eq/anno

## Carbon Dioxide Removal: necessità e tecnologie

Anche gli scenari di mitigazione più aggressivi (SSP1-1.9, SSP1-2.6) richiedono rimozione netta di $CO_2$ dall'atmosfera (carbon dioxide removal, CDR o negative emissions) nella seconda metà del secolo per compensare emissioni residue difficilmente eliminabili (aviazione, agricoltura, alcuni processi industriali) e potenzialmente per ridurre concentrazioni atmosferiche dopo overshoot temporaneo di target di temperatura.

La quantità di CDR richiesta negli scenari SSP1-2.6 è tipicamente:

CDR_necessario = 5-15 $GtCO_2$/anno entro 2050-2100

cumulativamente 200-600 $GtCO_2$ nel periodo 2050-2100.

Le tecnologie di CDR includono:

**1. Afforestazione e riforestazione (AR):**

Espansione di copertura forestale su terre precedentemente deforestate o degradate. Il tasso di sequestro di carbonio per foreste in crescita varia con tipo forestale, clima e età:

Foreste tropicali: 5-10 tC/(ha·anno) durante primi 20-40 anni Foreste temperate: 2-5 tC/(ha·anno) Foreste boreali: 1-3 tC/(ha·anno)

Convertendo in $CO_2$: 1 tC = 3,664 $tCO_2$.

Per sequestrare 5 $GtCO_2$/anno attraverso afforestazione tropicale con tasso medio 7 tC/(ha·anno) = 25,6 $tCO_2$/(ha·anno):

Area_necessaria = $(5 \times 10^9$ $tCO_2$/anno) / (25,6 $tCO_2$/(ha·anno)) = $195 \times 10^6$ ha = 1,95 milioni $km^2$

Un'area comparabile a Indonesia o Messico. Il potenziale tecnico globale di AR è stimato 0,5-3,6 $GtCO_2$/anno, limitato da disponibilità di terra, competizione con agricoltura e biodiversità, e saturazione dopo alcune decadi quando foreste maturano.

**2. Bioenergia con cattura e stoccaggio carbonio (BECCS):**

Coltivazione di biomassa energetica, combustione per produrre elettricità/calore, cattura della $CO_2$ dalle emissioni e stoccaggio geologico. Il bilancio netto:

$CO_2$_sequestrata = $CO_2$_assorbita_crescita - $CO_2$_emessa_non_catturata

Con efficienza di cattura $\eta$_capture ≈ 90%:

$CO_2$_netta = $CO_2$_biomassa × (1 - (1 - $\eta$_capture)) = $CO_2$_biomassa × 0,9

Assumendo resa biomassa di 10 tC/(ha·anno) (colture energetiche ad alta resa come miscanthus, pioppo), il sequestro netto per ettaro è:

Sequestro = 10 tC/(ha·anno) × 3,664 × 0,9 = 33 $tCO_2$/(ha·anno)

Per 5 $GtCO_2$/anno:

Area_BECCS = $5 \times 10^9$ / 33 = $152 \times 10^6$ ha = 1,52 milioni $km^2$

Potenziale globale stimato: 3-10 $GtCO_2$/anno, ma con competizione per terra con alimentazione e conservazione.

**3. Direct Air Capture (DAC):**

Tecnologia di cattura chimica diretta di $CO_2$ da aria ambiente. Processi principali:

- **Solid sorbent DAC**: Amine solide adsorbono $CO_2$, rigenerazione termica a 80-120°C
- **Liquid solvent DAC**: Soluzioni alcaline (idrossido di potassio) reagiscono con $CO_2$, rigenerazione ad alta temperatura (900°C)

Energia richiesta per catturare 1 $tCO_2$:

E_DAC = 1.500-2.500 kWh_termico/$tCO_2$ + 200-400 kWh_elettrico/$tCO_2$

Assumendo energia rinnovabile con costo 50 USD/MWh:

Costo_energia = (2.000 kWh/$tCO_2$ × 50 USD/MWh) + (300 kWh × 50 USD/MWh) = (2.000 × 0,05) + (300 × 0,05) = 100 + 15 = 115 USD/$tCO_2$

Aggiungendo costi capitale e operazione, costi totali DAC attuali sono 250-600 USD/$tCO_2$, target futuro con scala 100-200 USD/$tCO_2$.

Per rimuovere 5 $GtCO_2$/anno a 200 USD/$tCO_2$:

Costo_annuale = $5 \times 10^9 \times 200 = 1 \times 10^{12}$ USD/anno = 1 trilione USD/anno

circa 1% del PIL globale, significativo ma potenzialmente affrontabile se distribuito globalmente.

**4. Enhanced weathering:**

Accelerazione dell'erosione naturale di rocce silicate che consumano $CO_2$:

$$CaSiO_3 + CO_2 \rightarrow CaCO_3 + SiO_2$$

Applicando polvere di rocce silicate (basalto, dunite) su terreni agricoli. Il potenziale teorico è molto alto (>10 $GtCO_2$/anno), ma richiede macinazione ed distribuzione di quantità massicce di roccia (tonnellate per tonnellata di $CO_2$).

Per 1 $tCO_2$ catturata, massa di roccia silicatica necessaria (approssimazione da stechiometria con olivina, $Mg_2SiO_4$):

$$Mg_2SiO_4 + 2\ CO_2 \rightarrow 2\ MgCO_3 + SiO_2$$

Massa molecolare: olivina = 140 g/mol, $CO_2$ = 44 g/mol

Rapporto massa: 140 g olivina / (2 × 44 g $CO_2$) = 140/88 = 1,59

Quindi 1,59 tonnellate olivina per tonnellata $CO_2$. Per 5 $GtCO_2$/anno:

Massa_roccia = 5 × 1,59 = 7,95 Gt roccia/anno

Macinazione ed distribuzione di quasi 8 miliardi di tonnellate all'anno presenta sfide logistiche enormi.

**5. Ocean alkalinization:**

Aggiunta di alcalinità agli oceani per aumentare capacità di assorbimento $CO_2$. Alcalinità può essere aggiunta attraverso:

- Dissoluzione di carbonati naturali (calcare): $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2\ HCO_3^-$
- Elettrolisi di acqua marina producendo base: $2\ Cl^- + 2\ H_2O \rightarrow Cl_2 + H_2 + 2\ OH^-$

Potenziale teorico molto alto ma con incertezze su impatti ecologici e efficienza reale.

La sintesi è che CDR è necessaria per scenari 1,5-2°C, ma tutte le tecnologie hanno limitazioni significative (terra, energia, costi, impatti). Un portfolio diversificato è richiesto, con enfasi su approcci naturali (AR, gestione suoli) nel breve-medio termine e scaling di tecnologie ingegneristiche (BECCS, DAC) nel lungo termine.

## Costi economici della mitigazione e analisi costi-benefici

I costi di transizione a economia net-zero dipendono da velocità di transizione, mix tecnologico e assunzioni su sviluppo tecnologico futuro.

Le stime IPCC AR6 per limitare riscaldamento a 2°C (scenario SSP1-2.6) suggeriscono costi di mitigazione cumulativi 2020-2050 di:

Costi_mitigazione = 10-30 trilioni USD (valore presente netto con sconto 3%)

corrispondenti a circa 1-3% del PIL globale cumulativo in questo periodo. Su base annuale:

Costo_annuale_medio = (10-30) / 30 = 0,3-1,0 trilioni USD/anno

circa 0,3-1,0% del PIL globale annuale.

Per il target 1,5°C (SSP1-1.9), i costi sono maggiori:

Costi_mitigazione_1.5C = 20-50 trilioni USD Costo_annuale = 0,7-1,7 trilioni USD/anno (1-2% PIL)

Questi costi devono essere confrontati con i costi di impatti climatici evitati. Come discusso nella Parte 16, gli impatti non mitigati (scenario SSP5-8.5 con 4-5°C riscaldamento) potrebbero ridurre PIL globale del 3-10% entro 2100, con costi sociali del carbonio di 100-200 USD/t$CO_2$.

Il valore presente netto dei danni evitati mitigando da SSP5-8.5 a SSP1-2.6 può essere stimato dalla differenza di danno:

$$\text{Danno_evitato} = \int_0^{100} [D_{8.5}(t) - D_{2.6}(t)] \times GDP(t) \times e^{(-\rho t)}\, dt$$

Con funzioni di danno $D(\Delta T) \propto \Delta T^2$ e $\rho = 2\%$ sconto, stime indicano benefici di:

Benefici_evitati = 50-150 trilioni USD

superiori ai costi di mitigazione di 10-30 trilioni USD, implicando rapporto benefici/costi di:

B/C = 50-150 / 10-30 = 1,7-15

fortemente favorevole alla mitigazione aggressiva.

Questa conclusione è rinforzata quando si considerano impatti difficilmente monetizzabili (perdita biodiversità, sofferenza umana, rischi esistenziali da tipping points) e quando si utilizzano tassi di sconto bassi che riflettono equità intergenerazionale.

# Strategie di Adattamento e Costruzione di Resilienza Climatica

### Il framework concettuale dell'adattamento climatico

L'adattamento ai cambiamenti climatici è definito dall'IPCC come "il processo di aggiustamento al clima attuale o atteso e ai suoi effetti, al fine di moderare danni o sfruttare opportunità benefiche". L'adattamento si distingue dalla mitigazione in quanto risponde agli impatti climatici inevitabili piuttosto che cercare di prevenire il cambiamento stesso.

Dato che il sistema climatico ha inerzia termica e il ciclo del carbonio ha scale temporali lunghe, un certo grado di riscaldamento addizionale e cambiamenti associati sono ormai inevitabili anche con mitigazione aggressiva. Come discusso nella Parte 9, anche con cessazione immediata delle emissioni, il committed warming per raggiungere equilibrio termodinamico è circa 0,3-0,8°C addizionale sopra i livelli attuali. Con scenari di mitigazione realistici (SSP1-2.6), il riscaldamento entro 2050 sarà almeno 1,5-2,0°C, rendendo l'adattamento non opzionale ma necessario.

L'adattamento può essere categorizzato in diverse dimensioni:

**Per tempistica:**

- **Adattamento anticipatorio (proattivo):** Implementato prima che impatti si manifestino, basato su proiezioni
- **Adattamento reattivo:** Risposta a impatti già manifestati

**Per spontaneità:**

- **Adattamento pianificato:** Deliberato, basato su valutazione formale di rischi e opzioni

- **Adattamento autonomo:** Spontaneo, decentralizzato, guidato da decisioni individuali

**Per settore:**

- Adattamento in agricoltura, gestione risorse idriche, zone costiere, salute, infrastrutture, ecosistemi, ecc.

L'efficacia dell'adattamento può essere quantificata attraverso la riduzione di rischio residuo. Definendo rischio R come il prodotto di pericolosità (hazard) H, esposizione E e vulnerabilità V:

$R = H \times E \times V$

L'adattamento opera principalmente riducendo esposizione e vulnerabilità, poiché la pericolosità (ad esempio, intensità di ondate di calore, frequenza di inondazioni) è determinata dal cambiamento climatico stesso.

La riduzione di rischio attraverso adattamento può essere espressa come:

$R_{residuo} = R_{senza_adattamento} \times (1 - \eta_{adattamento})$

dove $\eta_{adattamento}$ è l'efficacia frazionaria dell'adattamento (0 = inefficace, 1 = completamente efficace). Per esempio, difese costiere possono ridurre rischio di inondazione di $\eta$ = 0,8-0,95 (80-95%), mentre sistemi di allerta precoce per ondate di calore possono ridurre mortalità di $\eta$ = 0,3-0,5 (30-50%).

## Adattamento nelle zone costiere: protezione, accomodamento e ritiro

Le zone costiere, che ospitano circa 10% della popolazione globale e concentrano asset economici critici (porti, industrie, turismo), affrontano rischi multipli da innalzamento del livello marino, intensificazione di tempeste e erosione accelerata.

Le strategie di adattamento costiero possono essere classificate in tre categorie principali:

**1. Protezione (hard protection):**

Costruzione di infrastrutture fisiche per prevenire inondazione e erosione.

**Dighe marittime (seawalls):** Strutture verticali o inclinate che riflettono onde e bloccano inondazioni. Il dimensionamento richiede considerazione di:

- Altezza necessaria: $h_{diga} > h_{livello_marino} + h_{storm_surge} + h_{wave_runup} + freeboard$

Dove:

- $h_{livello_marino}$ = livello marino medio proiettato (ad esempio, +0,5-1,0 m entro 2100)
- $h_{storm_surge}$ = innalzamento da tempesta (può essere 2-5 m in cicloni tropicali intensi)

- h_wave_runup = altezza che onde possono raggiungere sulla struttura (tipicamente 1-2 volte altezza significativa onde)
- freeboard = margine di sicurezza (0,5-1,0 m)

Per protezione contro innalzamento di 1,0 m, storm surge di 3 m, wave runup di 2 m e freeboard di 0,5 m:

$h_{diga,totale} = 1,0 + 3,0 + 2,0 + 0,5 = 6,5$ metri

Il costo di costruzione di seawall varia enormemente con localizzazione, ma stime tipiche sono:

Costo_seawall = 2.000-10.000 USD per metro lineare per metro di altezza

Per una costa urbana di 50 km richiedente protezione con diga di 6,5 m:

$Costo_{totale} = 50.000 \text{ m} \times 6,5 \text{ m} \times 5.000 \text{ USD/m}^2 = 1,625 \times 10^9 \text{ USD} = 1,625$ miliardi USD

**Barriere mobili:** Strutture come la Thames Barrier a Londra o il sistema MOSE a Venezia che possono essere chiuse durante eventi di alta marea/tempesta. Queste sono estremamente costose (MOSE: ~6 miliardi EUR) ma permettono mantenimento di funzioni portuali normali.

**Ripascimento costiero (beach nourishment):** Aggiunta artificiale di sabbia per contrastare erosione. Il volume di sabbia necessario dipende dal tasso di erosione.

Se erosione naturale è $E = 50 \text{ m}^3/(\text{m}\cdot\text{anno})$ (metri cubi per metro lineare di costa all'anno), e si desidera mantenere spiaggia per 20 anni:

$Volume_{sabbia} = 50 \text{ m}^3/(\text{m}\cdot\text{anno}) \times 20 \text{ anni} = 1.000 \text{ m}^3/\text{m}$

Per 10 km di costa:

$Volume_{totale} = 1.000 \text{ m}^3/\text{m} \times 10.000 \text{ m} = 10 \times 10^6 \text{ m}^3$

A costo di 10-30 USD/m³ (incluso dragaggio e trasporto):

$Costo = 10 \times 10^6 \times 20 = 200$ milioni USD

Il ripascimento è ricorrente (sabbia erode continuamente), quindi costo annualizzato è:

Costo_annuale = 200 milioni / 20 = 10 milioni USD/anno

**2. Accomodamento (accommodation):**

Adattamento di edifici e infrastrutture per tollerare inondazioni parziali o periodiche.

**Edifici sopraelevati:** Costruzione su palafitte o innalzamento di piani terra sopra livello di inondazione atteso. Per innalzamento di 2 m:

Costo_addizionale_costruzione ≈ 5-10% costo totale edificio

Per edificio residenziale tipico con costo 200.000 USD:

Costo_sopraelevazione = 200.000 × 0,075 = 15.000 USD

**Infrastruttura resiliente all'acqua:** Progettazione di strade, reti elettriche, sistemi fognari che possono funzionare o recuperare rapidamente dopo inondazioni. Questo include materiali resistenti a corrosione salina, componenti elettrici sopraelevati, valvole di non ritorno in sistemi fognari.

**Assicurazione e sistemi di compensazione finanziaria:** Trasferimento di rischio finanziario attraverso assicurazioni. Il premio assicurativo annuale P per rischio di inondazione è legato alla probabilità annuale di inondazione p e al danno atteso D:

P = p × D × (1 + caricamento)

dove caricamento include profitto assicuratore e costi amministrativi (tipicamente 20-50%). Per una proprietà con valore D = 300.000 USD in area con probabilità annuale di inondazione p = 0,02 (periodo di ritorno 50 anni) e caricamento 30%:

P = 0,02 × 300.000 × 1,30 = 7.800 USD/anno

Questo premio (2,6% del valore proprietà annualmente) può diventare proibitivo, rendendo aree ad alto rischio non assicurabili o economicamente invivibili.

**3. Ritiro gestito (managed retreat):**

Relocalizzazione permanente di popolazioni e asset da aree ad alto rischio. Questa è spesso la strategia più efficace a lungo termine per aree con rischio molto alto, ma è socialmente e politicamente complessa.

Il costo del ritiro gestito include:

- Costo acquisizione proprietà esistenti al valore di mercato
- Costo relocalizzazione e costruzione nuove abitazioni
- Costi di transizione (economici, sociali, psicologici)

Per una comunità costiera di 1.000 abitazioni con valore medio 250.000 USD:

Costo_acquisizione = 1.000 × 250.000 = 250 milioni USD Costo_ricostruzione = 1.000 × 300.000 = 300 milioni USD (assumendo costo maggiore per nuove costruzioni conformi a standard) Costo_totale ≈ 550 milioni USD

Questo può essere confrontato con costo di protezione. Se protezione hard costerebbe 400 milioni USD ma richiede manutenzione continua e può fallire con innalzamento estremo, il ritiro può essere economicamente preferibile su orizzonti temporali lunghi (>50 anni).

**Analisi costi-benefici comparativa:**

Per una città costiera con 100.000 abitanti, asset del valore di 50 miliardi USD, esposta a innalzamento di 1 m entro 2100, le opzioni potrebbero essere:

**Opzione A - Protezione hard (seawall + barriere):**

- Costo capitale: 5 miliardi USD
- Manutenzione annuale: 100 milioni USD (2% costo capitale)
- Valore presente netto 2020-2100 con sconto 3%: $5 + 100 \times [(1 - 1{,}03^{-80})/0{,}03] = 5 + 100 \times 27{,}7 = 7{,}77$ miliardi USD
- Rischio residuo: Protezione efficace fino a 1,2 m; fallimento catastrofico se superato

**Opzione B - Ritiro gestito:**

- Costo capitale: 20 miliardi USD (relocalizzazione 40% popolazione e asset più vulnerabili)
- Costi continui: trascurabili dopo transizione
- VPN: 20 miliardi USD
- Rischio residuo: molto basso per porzione relocalizzata

**Opzione C - Accomodamento + protezione limitata:**

- Costo capitale: 8 miliardi USD (combinazione dighe basse, sopraelevazione edifici, infrastruttura resiliente)
- Manutenzione: 150 milioni USD/anno
- VPN: $8 + 150 \times 27{,}7 = 12{,}16$ miliardi USD
- Rischio residuo: moderato, inondazioni periodiche accettate ma impatti ridotti

La scelta ottimale dipende da valutazione di rischio, orizzonti temporali, valori non economici (patrimonio culturale, identità comunitaria), e distribuzione di costi-benefici tra stakeholder.

## Adattamento in agricoltura: gestione di stress idrico e termico

L'agricoltura deve adattarsi a temperature crescenti, pattern di precipitazione alterati, incremento di eventi estremi e espansione di parassiti e malattie. Le strategie includono:

**1. Selezione e miglioramento genetico di varietà resistenti:**

Sviluppo di cultivar con tolleranza a calore, siccità, salinità. Il miglioramento genetico tradizionale richiede 10-15 anni per sviluppare e disseminare nuove varietà. Tecnologie genomiche moderne (marker-assisted selection, editing genetico CRISPR) possono accelerare a 5-8 anni.

La tolleranza a siccità può essere quantificata attraverso la sensibilità di resa a deficit idrico. Varietà tradizionali di mais possono avere:

$dY/dW = 50$ kg/(ha·mm)

ovvero perdono 50 kg di resa per ettaro per ogni millimetro di deficit idrico. Varietà migliorate tolleranti a siccità possono ridurre questa sensibilità a:

$dY/dW = 30$ kg/(ha·mm)

Per un deficit stagionale di 100 mm in regione semi-arida:

Perdita_tradizionale = 50 × 100 = 5.000 kg/ha Perdita_migliorata = 30 × 100 = 3.000 kg/ha Resa_conservata = 2.000 kg/ha

Con prezzo mais di 200 USD/tonnellata:

Beneficio_economico = 2.000 kg/ha × 0,2 USD/kg = 400 USD/ha

Su area globale mais di ~200 milioni ha in regioni semi-aride (~30% del totale):

Beneficio_globale = 400 USD/ha × 60 × $10^6$ ha = 24 miliardi USD/anno

**2. Cambiamento nelle pratiche agronomiche:**

**Shift delle date di semina:** Anticipare o posticipare semina per evitare stress termico durante fasi critiche (fioritura, riempimento grano).

Per grano invernale in regione temperata, la finestra ottimale di semina tradizionalmente è ottobre. Con riscaldamento, temperature primaverili più precoci possono causare fioritura prematura con rischio di gelate tardive. Posticipare semina a novembre riduce questo rischio.

L'effetto sulla resa dipende da quanto la nuova data si avvicina all'ottimo termodinamico. Se semina ottimale si sposta di 2 settimane più tardi, e agricoltori adattano:

Perdita_resa_evitata = 10-20%

**Irrigazione supplementare e deficitaria:** In regioni con accesso a risorse idriche, espansione di irrigazione. Tuttavia, dato stress idrico discusso nella Parte 16, questo ha limiti.

Irrigazione deficitaria controllata applica acqua sotto i requisiti completi ma durante fasi critiche, massimizzando efficienza uso acqua (WUE, Water Use Efficiency):

WUE = Resa / Acqua_applicata

Tecniche tradizionali: WUE ≈ 0,8-1,2 kg/m³ Irrigazione deficitaria ottimizzata: WUE ≈ 1,5-2,0 kg/m³

Per resa target di 6.000 kg/ha:

Acqua_tradizionale = 6.000/1,0 = 6.000 m³/ha Acqua_deficitaria = 6.000/1,7 = 3.529 m³/ha Risparmio = 2.471 m³/ha

**Agroforestazione e diversificazione:** Integrazione di alberi in sistemi agricoli fornisce ombreggiamento, riduce evapotraspirazione, migliora ritenzione idrica suoli, aumenta resilienza a eventi estremi.

**3. Shift geografici di colture:**

Riscaldamento espande range climaticamente adatto per colture verso latitudini/elevazioni maggiori. Ad esempio, coltivazione di mais in Europa settentrionale e Canada meridionale sta espandendosi verso nord a tasso di:

Shift_latitudinale ≈ 50-100 km per grado Celsius

Per riscaldamento di 2°C:

Shift_totale = 75 km/°C × 2°C = 150 km verso nord

Questo apre nuove aree ma richiede infrastrutture, catene di fornitura, conoscenza locale.

**4. Sistemi di assicurazione indicizzata e gestione del rischio:**

Assicurazione tradizionale basata su perdite verificate è costosa da amministrare. Assicurazione indicizzata paga indennizzi basati su indici oggettivi (precipitazione misurata, temperatura, indici vegetazione da satellite) che sono correlati con perdite ma non richiedono valutazione caso per caso.

Per esempio, assicurazione indicizzata a precipitazione per piccoli agricoltori in Africa sub-Sahariana:

Trigger_pagamento: Precipitazione stagionale < 300 mm (soglia sotto la quale fallimenti significativi sono attesi) Indennizzo: 100 USD/ha per ogni 10 mm sotto soglia

Se precipitazione è 260 mm:

Deficit = 300 - 260 = 40 mm Indennizzo = 100 × (40/10) = 400 USD/ha

Questo fornisce liquidità rapida per acquistare sementi, cibo, senza necessità di valutazione perdite in campo.

Il premio annuale dipende dalla probabilità di eventi sotto soglia. Se probabilità che precipitazione < 300 mm è p = 0,20 (uno su cinque anni), e indennizzo medio quando si verifica è 350 USD/ha:

Premio = p × Indennizzo_medio × (1 + caricamento) = 0,20 × 350 × 1,30 = 91 USD/ha

**Limiti dell'adattamento agricolo:**

Nonostante queste strategie, esistono limiti fisici e biologici. Per temperature estremamente alte (>35-40°C durante fioritura), anche varietà tolleranti al calore subiscono fallimenti riproduttivi.

Per deficit idrici estremi (>70% sotto normale), nessuna gestione può compensare completamente. In scenari di riscaldamento >3-4°C, alcune regioni attualmente agricole (parti di Medio Oriente, Nord Africa, Asia Meridionale) potrebbero diventare marginalmente o non coltivabili.

## Adattamento in gestione risorse idriche

La gestione adattativa delle risorse idriche richiede approcci integrati a livello di bacino idrografico che bilanciano domanda crescente, disponibilità ridotta e variabilità aumentata.

**1. Miglioramento efficienza uso acqua:**

**Agricoltura (che consuma ~70% acqua dolce globale):**

- Passaggio da irrigazione per inondazione (efficienza 40-60%) a irrigazione a goccia (efficienza 80-95%)
- Schedulazione precisa basata su umidità suolo e evapotraspirazione misurate

Per area irrigata di 10.000 ha attualmente irrigata per inondazione con efficienza 50%, consumo annuale di:

$$\text{Consumo_attuale} = 10.000 \text{ ha} \times 8.000 \text{ m}^3/\text{ha} = 80 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$$

(8.000 $m^3$/ha è fabbisogno tipico per irrigazione stagionale). Con passaggio a irrigazione a goccia (efficienza 90%):

$$\text{Consumo_migliorato} = 10.000 \times 8.000 \times (50/90) = 44{,}4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$$ $$\text{Risparmio} = 35{,}6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno} = 45\%$$

Costo transizione a irrigazione a goccia: ~2.000-4.000 USD/ha Investimento totale: $10.000 \times 3.000 = 30$ milioni USD

Se acqua risparmiata ha valore 0,10 USD/$m^3$ (uso alternativo o scarsità):

$$\text{Beneficio_annuale} = 35{,}6 \times 10^6 \times 0{,}10 = 3{,}56 \text{ milioni USD/anno}$$ $$\text{Periodo payback} = 30/3{,}56 = 8{,}4 \text{ anni}$$

**Urbano (consumo ~10-15% acqua globale ma con alto valore economico):**

- Riduzione perdite da reti idriche (perdite attuali 20-50% in molte città sviluppate, fino a 70% in città in via di sviluppo)
- Apparecchi efficienti (toilette a basso flusso, docce efficienti)

Riduzione perdite da 40% a 15% in rete urbana che distribuisce 100.000 $m^3$/giorno:

$$\text{Perdite_attuali} = 100.000 \times 0{,}40 = 40.000 \text{ m}^3/\text{giorno}$$ $$\text{Perdite_migliorate} = 100.000 \times 0{,}15 = 15.000 \text{ m}^3/\text{giorno}$$ (calcolato sulla distribuzione lorda ridotta)

Questo richiede ricalcolo: se distribuzione lorda è Q_lordo e perdite sono frazione f, allora acqua netta è:

$Q_{netto} = Q_{lordo} \times (1 - f)$

Per mantenere stesso Q_netto = 60.000 m³/giorno:

$Q_{lordo,attuale} = 60.000 / (1 - 0,40) = 100.000$ m³/giorno $Q_{lordo,migliorato} = 60.000 / (1 - 0,15) = 70.588$ m³/giorno

$$Risparmio = 100.000 - 70.588 = 29.412 \text{ m}^3/\text{giorno} \approx 10,7 \text{ milioni m}^3/\text{anno}$$

**2. Infrastruttura di stoccaggio e regolazione:**

**Espansione capacità reservoir:** Costruzione di nuove dighe o innalzamento dighe esistenti per aumentare capacità di regolazione inter-annuale e stagionale.

La capacità di stoccaggio necessaria per regolare variabilità interannuale può essere stimata dal coefficiente di variazione del deflusso annuale CV:

$CV = \sigma_Q / \mu_Q$

dove $\sigma_Q$ è deviazione standard e $\mu_Q$ è media del deflusso annuale. Per fiume con deflusso medio 10 km³/anno e CV = 0,40:

$\sigma_Q = 0,40 \times 10 = 4$ km³

Per garantire fornitura affidabile durante anni secchi (ad esempio, deflusso a -1,5 deviazioni standard sotto la media):

$Q_{anno_secco} = \mu_Q - 1,5 \times \sigma_Q = 10 - 1,5 \times 4 = 4$ km³

Se domanda è 7 km³/anno, il deficit è:

$Deficit = 7 - 4 = 3$ km³

Questo deficit deve essere coperto da storage. Con approccio semplificato (ignorando carry-over multi-annuale), capacità reservoir necessaria è:

$$Capacità_storage \approx Deficit \times Fattore_sicurezza = 3 \times 1,5 = 4,5 \text{ km}^3$$

Costo di costruzione diga varia enormemente (50-500 milioni USD per km³ di capacità, dipendente da topografia, geologia, requisiti ambientali). Per costo medio 200 milioni USD/km³:

$Costo_totale = 4,5 \times 200 = 900$ milioni USD

**Ricarica gestita di acquiferi (Managed Aquifer Recharge, MAR):** Infiltrazione intenzionale di acqua superficiale in eccesso (periodi umidi, alluvioni) in acquiferi sotterranei per recupero durante periodi secchi.

Tasso di ricarica dipende da permeabilità suolo/formazioni geologiche. Per terreni alluvionali con conducibilità idraulica $K = 10^{-4}$ m/s e gradiente idraulico $i = 0,01$:

$Flusso_infiltrazione = K \times i = 10^{-4} \times 0,01 = 10^{-6}$ m/s = 0,0864 m/giorno

Su bacino di infiltrazione di 1 km² = $10^6$ m²:

$Volume_ricarica = 0,0864$ m/giorno $\times 10^6$ m² $\times$ 100 giorni_stagione = $8,64 \times 10^6$ m³/stagione

Costo MAR: 0,10-0,50 USD/m³ (costruzione bacini, trattamento acqua) Investimento: $8,64 \times 10^6 \times 0,30$ = 2,6 milioni USD per sistema

**3. Desalinizzazione:**

Produzione di acqua dolce da acqua marina attraverso osmosi inversa (RO) o distillazione termica. L'energia richiesta per RO è determinata principalmente dalla pressione osmotica da superare.

La pressione osmotica $\pi$ di acqua marina (salinità S = 35 g/kg) è approssimata dalla legge di van 't Hoff:

$\pi = i \times M \times R \times T$

dove $i \approx 2$ è il fattore di van 't Hoff per NaCl, M è la molarità, R = 0,082 L·atm/(mol·K), T = 298 K. Per acqua marina:

$M \approx 35$ g/L / 58,5 g/mol ≈ 0,6 mol/L

$\pi = 2 \times 0,6 \times 0,082 \times 298 = 29,3$ atm ≈ 3,0 MPa

L'energia minima termodinamica per desalinizzazione è:

$E_min = \pi \times V = 3,0 \times 10^6$ Pa $\times$ 1 m³ = $3,0 \times 10^6$ J = 0,83 kWh/m³

Tuttavia, efficienza reale di impianti RO è 30-50%, quindi consumo effettivo è:

E_RO = 0,83 / 0,40 = 2,1 kWh/m³ (impianti moderni efficienti)

Con costo elettricità 0,10 USD/kWh:

Costo_energia = 2,1 × 0,10 = 0,21 USD/m³

Aggiungendo costi capitale, operazione, manutenzione, pre-trattamento, costo totale desalinizzazione RO è:

Costo_totale = 0,50-1,00 USD/m³

Per produzione di 100.000 m³/giorno (fabbisogno città di 500.000 persone):

Costo_annuale = 100.000 × 365 × 0,75 = 27,4 milioni USD/anno

La desalinizzazione è economicamente competitiva in regioni con scarsità idrica severa e accesso a energia a basso costo, ma limitata da intensità energetica, impatti ambientali (smaltimento salamoia) e costi.

**4. Riuso e riciclo acque reflue:**

Trattamento avanzato di acque reflue urbane per riuso in agricoltura, industria o anche potabilizzazione indiretta (dopo infiltrazione in acquiferi).

Costi trattamento terziario (rimozione nutrienti, patogeni, contaminanti emergenti): 0,20-0,60 USD/m³ Potenziale globale: ~400 km³/anno di acque reflue urbane, di cui attualmente solo ~10% riutilizzato

Espandere riuso al 50%:

Volume_addizionale = 400 × 0,40 = 160 km³/anno

Circa 4% della domanda globale di acqua dolce (~4.000 km³/anno), significativo per regioni urbane aride.

## Adattamento urbano: gestione di isole di calore urbane e inondazioni pluviali

Le città affrontano rischi amplificati da effetto isola di calore urbana (UHI) e impermeabilizzazione superfici che aumenta deflusso pluviale.

**1. Mitigazione isole di calore urbane:**

L'effetto UHI, dove temperature urbane superano quelle rurali circostanti, è amplificato da riscaldamento climatico. L'intensità UHI è definita come:

$\Delta T_{UHI} = T_{urbano} - T_{rurale}$

Tipicamente $\Delta T_{UHI}$ = 2-5°C di notte, 1-3°C di giorno, con variabilità stagionale e dipendenza da dimensione città, densità, materiali.

Strategie di mitigazione:

**Cool roofs (tetti freddi):** Superfici ad alta riflettanza solare (albedo $\alpha$ = 0,60-0,85) invece di tetti tradizionali scuri ($\alpha$ = 0,05-0,20). L'effetto sul bilancio energetico di edificio:

Radiazione_assorbita_tradizionale = (1 - 0,10) × 800 W/m² = 720 W/m² (picco solare) Radiazione_assorbita_cool = (1 - 0,70) × 800 = 240 W/m² Riduzione = 480 W/m²

Questo riduce carico di raffreddamento estivo. Per edificio di 200 m² superficie tetto in clima caldo (1.500 ore/anno raffreddamento necessario), energia risparmiata:

Risparmio = 480 W/m² × 200 m² × 1.500 ore × 0,3 (fattore conversione) = 43.200 kWh/anno

A 0,15 USD/kWh:

Risparmio_monetario = 43.200 × 0,15 = 6.480 USD/anno

Costo addizionale cool roof: ~5 USD/m² Investimento: 200 × 5 = 1.000 USD Payback: 1.000 / 6.480 = 0,15 anni ≈ 2 mesi

Estremamente cost-effective.

**Infrastruttura verde urbana:** Parchi, alberi stradali, giardini pensili, facciate verdi forniscono ombreggiamento e raffreddamento evaporativo.

Un albero urbano maturo traspira circa 200-400 litri/giorno in estate. Il raffreddamento evaporativo è:

$Q_evap = m \times L_v = 300 \text{ kg/giorno} \times 2{,}5 \times 10^6 \text{ J/kg} = 7{,}5 \times 10^8 \text{ J/giorno}$

Convertendo in potenza media su 12 ore diurne:

$P_raffreddamento = 7{,}5 \times 10^8 / (12 \times 3.600) = 17.361 \text{ W} \approx 17 \text{ kW}$

Equivalente a 5-6 condizionatori domestici. Su scala di quartiere con 1.000 alberi:

Raffreddamento_totale = 1.000 × 17 = 17.000 kW = 17 MW

Questo può ridurre temperatura ambiente di quartiere di 1-3°C.

**2. Infrastruttura verde per gestione acque pluviali:**

Impermeabilizzazione urbana (strade asfaltate, edifici, parcheggi) riduce infiltrazione e aumenta deflusso superficiale, aggravando inondazioni pluviali. Frazione impermeabile in città dense può raggiungere 70-90%.

Il coefficiente di deflusso C (frazione di precipitazione che diventa deflusso superficiale) varia con impermeabilizzazione:

Aree naturali/rurali: C = 0,10-0,20 Aree suburbane: C = 0,30-0,50 Aree urbane dense: C = 0,70-0,95

Per evento di precipitazione di 50 mm su bacino urbano di 5 km² con C = 0,80:

Volume_deflusso = Precipitazione × Area × C = 0,05 m × 5 × $10^6$ m² × 0,80 = 200.000 m³

Questo volume deve essere gestito da sistemi di drenaggio. Se capacità è insufficiente, inondazioni.

Soluzioni di infrastruttura verde (green infrastructure, GI):

**Bacini di detenzione/ritenzione:** Aree temporaneamente inondate che rilasciano acqua gradualmente. **Pavimentazione permeabile:** Calcestruzzo/asfalto poroso che permette infiltrazione (C ridotto a 0,20-0,40) **Rain gardens e bioswales:** Depressioni vegetate che catturano deflusso, infiltrano e filtrano

Convertendo 30% di area urbana a superficie permeabile/semi-permeabile:

$C_nuovo = 0{,}70 \times 0{,}80 + 0{,}30 \times 0{,}30 = 0{,}56 + 0{,}09 = 0{,}65$

$Volume_deflusso_ridotto = 0{,}05 \times 5 \times 10^6 \times 0{,}65 = 162.500\ m^3$ Riduzione = 200.000 - 162.500 = 37.500 $m^3$ (19%)

Costo GI: 50-200 USD/$m^2$ (altamente variabile) Per conversione su 1,5 $km^2$ (30% di 5 $km^2$):

$Investimento = 1{,}5 \times 10^6\ m^2 \times 100\ USD/m^2 = 150$ milioni USD

Comparato con espansione infrastruttura grigia tradizionale (condotte, pompe):

$Costo_grigia = 200\text{-}500$ milioni USD per capacità equivalente

GI è spesso cost-effective e fornisce co-benefici (qualità aria/acqua, habitat, estetica).

## Limiti dell'adattamento e perdite e danni residui

Nonostante le strategie discusse, esistono limiti fondamentali all'adattamento che portano a perdite e danni inevitabili:

**Limiti fisici:** Soglie biofisiche oltre le quali adattamento non è possibile. Esempi: sommersione permanente di atolli bassi anche con protezione massima; mortalità di coralli anche con gestione ottimale se temperature superano soglie di bleaching prolungatamente.

**Limiti economici:** Costi di adattamento che superano capacità economica o benefici. Per piccoli stati insulari, protezione costiera potrebbe costare >100% PIL annuale, chiaramente non fattibile.

**Limiti tecnologici:** Assenza di tecnologie efficaci. Esempio: nessuna tecnologia può adattare alcune colture a temperature >45°C durante crescita.

**Limiti istituzionali e sociali:** Barriere di governance, conflitti di interesse, mancanza di conoscenza, valori culturali.

Il concetto di "Loss and Damage" riconosciuto nel contesto UNFCCC si riferisce a impatti climatici che non possono essere evitati attraverso mitigazione o adattamento. Questi includono:

- Perdita di vite umane da eventi estremi
- Perdita di patrimonio culturale (siti archeologici sommersi, tradizioni legate a ghiacciai scomparsi)
- Perdita di biodiversità ed ecosistemi (estinzioni di specie, collasso barriere coralline)
- Displacement permanente di popolazioni (piccoli stati insulari, delta costieri)

La quantificazione monetaria è difficile e eticamente problematica, ma stime indicano che Loss and Damage già sperimentati sono dell'ordine di decine di miliardi USD annualmente, proiettati aumentare a centinaia di miliardi entro metà secolo in scenari di riscaldamento >2°C.

# Geoingegneria e Interventi sul Sistema Climatico

## Definizione e tassonomia della geoingegneria climatica

La geoingegneria climatica, o climate engineering, è definita come "la manipolazione deliberata su larga scala del sistema climatico terrestre con l'obiettivo di contrastare il cambiamento climatico antropogenico". Questo campo altamente controverso può essere suddiviso in due categorie fondamentalmente distinte per meccanismo fisico e implicazioni:

**1. Solar Radiation Management (SRM) o gestione della radiazione solare:** Metodi che mirano a riflettere una frazione della radiazione solare incidente nello spazio, riducendo l'energia assorbita dal sistema climatico terrestre e quindi contrastando il riscaldamento da gas serra.

**2. Carbon Dioxide Removal (CDR) o rimozione di anidride carbonica:** Metodi che rimuovono $CO_2$ dall'atmosfera, riducendo la concentrazione di gas serra e quindi il forcing radiativo. Molte tecnologie CDR sono state discusse nella Parte 17 nel contesto di mitigazione; qui ci concentriamo sugli aspetti più speculativi e su larga scala.

La distinzione è cruciale: SRM tratta il sintomo (temperatura elevata) senza affrontare la causa (concentrazione elevata di $CO_2$), mentre CDR affronta direttamente la causa. Conseguentemente, SRM non mitiga acidificazione oceanica e potrebbe avere effetti collaterali regionali significativi, mentre CDR è più analogo a mitigazione convenzionale ma potenzialmente su scala e velocità maggiori.

## Solar Radiation Management: meccanismi fisici e quantificazione

Il principio fisico di SRM è modificare l'albedo planetario $\alpha$ o ridurre la costante solare efficace $S_{eff}$ per bilanciare il forcing radiativo addizionale da gas serra. Il bilancio energetico globale può essere scritto come:

$$(S_0/4) \times (1 - \alpha) = \sigma T_{eq}^4$$

dove $S_0$ è la costante solare, $\alpha$ è l'albedo planetario e $T_{eq}$ è la temperatura di equilibrio. Per compensare un forcing radiativo $\Delta F$ da raddoppio di $CO_2$ ($\Delta F \approx 3{,}71$ W/m²) attraverso aumento di albedo:

$$\Delta F = -(S_0/4) \times \Delta\alpha$$

Risolvendo per $\Delta\alpha$:

$$\Delta\alpha = -\Delta F / (S_0/4) = -3{,}71 / (1.361/4) = -3{,}71 / 340{,}25 = -0{,}0109$$

ovvero un incremento di albedo planetario di circa 1,1 punti percentuali (da ~0,30 a ~0,311) sarebbe sufficiente per compensare il forcing da raddoppio di $CO_2$.

Le principali proposte SRM includono:

**1. Stratospheric Aerosol Injection (SAI):**

Iniezione di particelle riflettenti (tipicamente aerosol solfati da $SO_2$) nella stratosfera, imitando l'effetto di raffreddamento di grandi eruzioni vulcaniche.

L'eruzione del Pinatubo nel 1991 ha iniettato circa 20 Mt di $SO_2$ nella stratosfera, producendo circa 30 Mt di aerosol solfati ($H_2SO_4$). Questo ha causato un forcing radiativo negativo di picco:

$$\Delta F_{Pinatubo} \approx -3 \text{ W/m}^2 \text{ (globalmente mediato)}$$

e raffreddamento superficiale osservato di:

$$\Delta T_{Pinatubo} \approx -0{,}5°C$$

nel 1992-1993, dissipandosi su scala temporale di 2-3 anni man mano che gli aerosol sedimentavano.

Per un forcing sostenuto di -3,71 W/m² (compensare $CO_2$ raddoppiata), sarebbe necessaria un'iniezione continua di circa:

$$\text{Massa}_{SO_2} = 20 \text{ Mt/anno} \times (3{,}71/3{,}0) = 24{,}7 \text{ Mt } SO_2\text{/anno}$$

o equivalentemente circa 37 Mt $H_2SO_4$/anno (considerando che $SO_2 + H_2O + ½\ O_2 \rightarrow H_2SO_4$ con rapporto masse 64:98).

Questa massa potrebbe essere distribuita usando flotte di aerei ad alta quota (>20 km) o palloni stratosferici. Il numero di voli necessari può essere stimato da:

$$\text{Carico_per_volo} \approx 10 \text{ tonnellate } SO_2 \quad \text{Numero_voli} = (24{,}7 \times 10^6 \text{ t/anno}) / (10 \text{ t/volo}) = 2{,}47 \times 10^6 \text{ voli/anno}$$

Circa 6.800 voli al giorno, richiedente flotta dedicata di migliaia di aerei. Il costo stimato è:

$$\text{Costo_SAI} = 5\text{-}10 \text{ miliardi USD/anno}$$

per mantenimento del programma, notevolmente inferiore ai costi di mitigazione convenzionale (centinaia di miliardi annualmente).

I meccanismi fisici attraverso cui aerosol stratosferici riducono temperatura includono:

**Scattering di radiazione solare:** Le particelle con diametro caratteristico d ≈ 0,2-0,5 μm (ottimale per scattering di radiazione visibile secondo teoria di Mie) riflettono

radiazione solare incidente. L'efficienza di scattering per singola particella è quantificata dalla sezione d'urto di scattering σ_scat.

Per particelle sferiche con d = 0,3 μm e indice di rifrazione complesso dell'acido solforico, l'efficienza di scattering Q_scat ≈ 2-3 (può superare area geometrica a causa di effetti di risonanza).

La sezione d'urto geometrica è:

$\sigma_geom = \pi (d/2)^2 = \pi (0{,}15 \times 10^{-6})^2 = 7{,}07 \times 10^{-14}$ m²

$\sigma_scat = Q_scat \times \sigma_geom \approx 2{,}5 \times 7{,}07 \times 10^{-14} = 1{,}77 \times 10^{-13}$ m²

Il numero di particelle necessarie per produrre profondità ottica τ = 0,1 (sufficiente per forcing ≈-3 W/m²) su area globale A = 5,1 × 10¹⁴ m² è:

$N_particelle = (\tau \times A) / \sigma_scat = (0{,}1 \times 5{,}1 \times 10^{14}) / (1{,}77 \times 10^{-13}) = 2{,}88 \times 10^{26}$ particelle

La massa totale, assumendo densità ϱ = 1.700 kg/m³ per $H_2SO_4$ concentrato:

$Massa = N_particelle \times (4/3) \pi (d/2)^3 \times \varrho = 2{,}88 \times 10^{26} \times (4/3) \pi \times (0{,}15 \times 10^{-6})^3 \times 1.700 = 2{,}88 \times 10^{26} \times 1{,}41 \times 10^{-20} \times 1.700 = 6{,}9 \times 10^9$ kg = 6,9 Mt

Dello stesso ordine di grandezza delle stime precedenti basate su analogia con Pinatubo.

**Effetti collaterali e rischi di SAI:**

1. **Deplezione ozono stratosferico:** Superfici di aerosol solfati catalizzano reazioni di distruzione dell'ozono, particolarmente in presenza di cloro da CFC residui. Simulazioni indicano potenziale riduzione colonna di ozono del 5-10% in regioni polari.

2. **Modifiche ai pattern di precipitazione:** SRM riduce uniformemente radiazione solare ma non compensa uniformemente il forcing da gas serra (che ha pattern latitudinale e verticale diversi). Questo può causare shift nella posizione ITCZ e riduzione di precipitazioni monsoniche. Simulazioni suggeriscono riduzione precipitazioni globali dell'1-2% per forcing -3,7 W/m².

3. **Whitening del cielo:** Scattering aumentato renderebbe cielo meno blu, con impatti estetici e potenzialmente su efficienza fotosintesi (radiazione più diffusa).

4. **Terminazione shock:** Se SAI fosse interrotto improvvisamente dopo decenni di implementazione, il riscaldamento sottostante da $CO_2$ accumulate emergerebbe rapidamente (su scala di 1-2 decenni invece di secoli), causando shock ecologici ed economici. Il tasso di riscaldamento post-terminazione potrebbe essere:

$dT/dt_terminazione \approx$ 2-5 gradi Celsius per decennio

ordini di grandezza superiore ai tassi attuali, potenzialmente catastrofico.

**2. Marine Cloud Brightening (MCB):**

Incremento della riflettività di nubi marine stratocumulus a bassa quota attraverso injection di nuclei di condensazione (tipicamente particelle di sale marino con diametro 0,1-1 μm) che aumentano numero di gocce e quindi albedo di nube.

L'albedo di nube $\alpha_{cloud}$ dipende da spessore ottico $\tau$ e dimensione effettiva delle gocce $r_{eff}$ secondo la relazione di Twomey:

$$\alpha_{cloud} \approx \tau / (\tau + g)$$

dove $g \approx 7$ è un parametro che dipende da geometria. Lo spessore ottico è:

$$\tau = (3/2) \times (LWP / (\varrho_{water} \times r_{eff}))$$

dove LWP è liquid water path (massa colonnare di acqua liquida, tipicamente 50-200 g/m² per stratocumuli). Incrementando numero di gocce N, il raggio effettivo diminuisce secondo:

$$r_{eff} \propto N^{(-1/3)}$$

quindi:

$$\tau \propto N^{(1/3)}$$

Un incremento di N di fattore 8 aumenta $\tau$ di fattore 2, aumentando albedo da ad esempio:

$\alpha_{iniziale} = 10 / (10 + 7) = 0{,}588$

a:

$\alpha_{finale} = 20 / (20 + 7) = 0{,}741$

$\Delta\alpha = 0{,}153$

L'area coperta da stratocumuli marini è circa 30% degli oceani, ovvero $A_{cloud} \approx 0{,}3 \times 3{,}6 \times 10^8$ km² $= 1{,}08 \times 10^8$ km². Il forcing radiativo da incremento di albedo $\Delta\alpha = 0{,}15$ su questa area è:

$\Delta F_{MCB} = -(S_0/4) \times (A_{cloud}/A_{totale}) \times \Delta\alpha = -340{,}25 \times (1{,}08 \times 10^8 / 5{,}1 \times 10^8) \times 0{,}15 = -340{,}25 \times 0{,}212 \times 0{,}15 = -10{,}8$ W/m² (locale sulle nubi) $= -10{,}8 \times 0{,}212 = -2{,}3$ W/m² (globale)

Sufficiente per compensare sostanzialmente il forcing da $CO_2$.

La produzione di aerosol di sale marino richiederebbe flotte di navi automatizzate dotate di spray systems. Per coprire area di $10^7$ km² con concentrazione di aerosol sufficiente (≈100 particelle/cm³ nel boundary layer marino), richiederebbe:

$$\text{Numero_navi} \approx 1.500\text{-}3.000$$

operanti continuamente in regioni selezionate. Costo stimato:

Costo_MCB = 1-5 miliardi USD/anno

**3. Space-based reflectors:**

Schierare riflettori o lenti nello spazio per deflettere radiazione solare prima che raggiunga Terra. La massa necessaria può essere stimata dalla frazione di radiazione da bloccare.

Per bloccare 1,5% della radiazione solare (equivalente a forcing -3,7 $W/m^2$):

Frazione_bloccata = 3,7 / 340,25 = 0,0109 = 1,09%

L'area efficace di intercettazione richiesta è:

$$A_{reflector} = 0{,}0109 \times \pi R_{Terra}^2 = 0{,}0109 \times \pi \times (6{,}371 \times 10^6)^2 = 1{,}39 \times 10^{12}\ m^2$$

Circa 1,4 milioni di $km^2$. Se ogni riflettore ha densità areale $\sigma = 1\ g/m^2$ (film ultra-sottile):

$$\text{Massa_totale} = 1{,}39 \times 10^{12} \times 10^{-3} = 1{,}39 \times 10^9\ kg = 1{,}39\ Mt$$

Il costo di lanciare questa massa in orbita con costi attuali (2.000-10.000 USD/kg):

$$\text{Costo_lancio} = 1{,}39 \times 10^9 \times 5.000 = 6{,}95 \times 10^{12}\ USD \approx 7\ \text{trilioni USD}$$

Proibitivamente costoso con tecnologia attuale. Future riduzioni di costi di lancio (SpaceX Starship target <100 USD/kg) potrebbero rendere più fattibile, ma rimane estremamente speculativo.

## Carbon Dioxide Removal su scala geoingegneristica

Oltre alle tecnologie CDR discusse nella Parte 17, proposte più speculative e su scala potenzialmente maggiore includono:

**1. Ocean fertilization:**

Aggiunta di nutrienti limitanti (ferro, azoto, fosforo) in regioni oceaniche oligotrofiche per stimolare blooms di fitoplancton che assorbono $CO_2$ attraverso fotosintesi, sequestrandolo quando affondano nelle profondità.

Regioni oceaniche HNLC (High Nutrient, Low Chlorophyll) come Oceano Australe e Pacifico equatoriale sono limitate da ferro. Esperimenti di fertilizzazione con ferro (ad esempio, LOHAFEX, SOIREE) hanno dimostrato incrementi di produttività primaria di fattore 2-5.

Il rapporto C:Fe in biomassa fitoplancton è circa:

$$\text{C:Fe} \approx 100.000\text{:}1\ \text{(molare)}$$

Convertendo in massa con masse atomiche C = 12, Fe = 56:

Massa C / Massa Fe = (100.000 × 12) / (1 × 56) = 21.429

Quindi 1 tonnellata di ferro potrebbe teoricamente sequestare:

C_sequestrato = 21.429 tonnellate C = 78.574 tonnellate $CO_2$

Tuttavia, efficienza reale è molto inferiore perché:

- Solo frazione di fitoplancton affonda sotto zona eufotica (10-20%)
- Parte viene remineralizzata rapidamente
- Efficienza di utilizzo ferro non è 100%

Efficienza effettiva osservata negli esperimenti: 1 tonnellata Fe sequestra 100-1.000 tonnellate $CO_2$, con grande variabilità.

Per rimuovere 5 Gt$CO_2$/anno con efficienza moderata di 500 t$CO_2$/tFe:

Ferro_necessario = $(5 \times 10^9) / 500 = 10 \times 10^6$ tonnellate Fe/anno = 10 Mt Fe/anno

Massa disponibile di ferro (produzione globale acciaio ~2.000 Mt/anno), quindi fattibile materialmente. Costo ferro ~500 USD/tonnellata:

Costo_materiale = $10 \times 10^6 \times 500 = 5 \times 10^9$ USD/anno = 5 miliardi USD/anno

Solo per ferro, escludendo distribuzione e monitoraggio. Costo totale probabilmente 10-20 miliardi USD/anno.

**Rischi e incertezze:**

1. **Impatti ecosistemici:** Alterazione composizione plankton, blooms tossici, deplezione ossigeno a profondità
2. **Efficacia limitata:** Sequestro potrebbe essere temporaneo se carbonio viene rapidamente riciclato
3. **Verificabilità:** Difficile monitorare e verificare carbonio effettivamente sequestrato a lungo termine
4. **Governance:** Oceano aperto è commons internazionale, regolamentazione complessa

**2. Enhanced ocean alkalinity attraverso weathering accelerato:**

Macinare rocce silicate o carbonatiche, disperderle in oceano per incrementare alcalinità, aumentando capacità di assorbimento $CO_2$ e contrastando acidificazione.

La reazione con olivina ($Mg_2SiO_4$):

$$Mg_2SiO_4 + 4\ CO_2 + 4\ H_2O \rightarrow 2\ Mg^{2+} + 4\ HCO_3^- + H_4SiO_4$$

Per ogni mole di olivina (massa molare 140 g/mol), 4 moli di $CO_2$ (176 g) sono convertite in bicarbonato. Rapporto massa:

$CO_2$ sequestrata / olivina = 176/140 = 1,26

Quindi 1 tonnellata olivina sequestra 1,26 tonnellate $CO_2$ (teorico massimo). Efficienza pratica potrebbe essere 50-80% a causa di dissoluzione incompleta e equilibri chimici.

Per 5 $GtCO_2$/anno con efficienza 65%:

Olivina_necessaria = $(5 \times 10^9) / (1{,}26 \times 0{,}65) = 6{,}1 \times 10^9$ tonnellate/anno = 6,1 Gt/anno

Massa enorme. Produzione globale aggregati da cave ~50 Gt/anno, quindi tecnicamente fattibile ma rappresenterebbe incremento del 12% sulla produzione totale mineraria.

Costo macinazione e distribuzione stimato 20-50 USD/tonnellata:

Costo_totale = $6{,}1 \times 10^9 \times 35 = 213 \times 10^9$ USD/anno = 213 miliardi USD/anno

Molto più costoso di SAI o DAC.

## Considerazioni etiche, legali e di governance

La geoingegneria solleva questioni profonde che trascendono considerazioni puramente tecniche:

**Rischio morale (moral hazard):** La disponibilità teorica di soluzioni geoingegneristiche potrebbe ridurre incentivi per mitigazione convenzionale. Studi di economia comportamentale suggeriscono che percezione di "piano B" riduce sforzi di prevenzione di 10-30%.

**Equità intergenerazionale:** SRM crea dipendenza multi-generazionale; generazioni future erediteranno obbligo di continuare il programma indefinitamente o affrontare terminazione shock.

**Distribuzione geografica di impatti:** Nessuno schema SRM può perfettamente replicare clima pre-riscaldamento. Alcune regioni beneficerebbero, altre subirebbero impatti netti negativi. Chi decide la "temperatura target"?

Simulazioni multi-modello di SAI mostrano che mentre temperatura media globale può essere riportata a livelli pre-industriali, precipitazioni in alcune regioni (Africa occidentale, Asia monsonica) potrebbero rimanere ridotte di 5-10% rispetto a clima senza cambiamento climatico. Questo crea vincitori e perdenti, con potenziale per conflitti internazionali.

**Governance internazionale:** Non esiste attualmente framework legale internazionale vincolante per regolare geoingegneria. La Convenzione sulla Diversità Biologica ha adottato moratoria non vincolante su ocean fertilization (2008), ma non copre altre tecniche.

Questioni chiave:

- Chi ha autorità per decidere implementazione?
- Come garantire consenso internazionale?
- Meccanismi di compensazione per danni?
- Verifica e monitoraggio?

**Prospettiva scientifica sulla geoingegneria:**

La comunità scientifica prevalentemente vede geoingegneria (particolarmente SRM) come potenzialmente rilevante solo in scenari catastrofici dove mitigazione ha fallito e impatti sono intollerabili. CDR è vista più favorevolmente come estensione di mitigazione convenzionale.

Il consenso è che:

1. Ricerca su geoingegneria è necessaria per valutare opzioni e rischi
2. Governance deve essere sviluppata PRIMA che deployment diventi possibilità pratica
3. Geoingegneria non è sostituto per mitigazione e adattamento ma potenziale componente supplementare in portfolio di risposte
4. Piccoli esperimenti controllati possono essere giustificabili scientificamente ma grandi deployment richiederebbero consenso internazionale molto ampio

## La solidità scientifica del riscaldamento antropogenico

L'analisi quantitativa presentata attraverso le diciannove parti di questo trattato converge su conclusioni scientifiche robuste e inequivocabili:

**1. Il sistema climatico si sta riscaldando a un tasso senza precedenti su scale temporali multi-millenarie.**

Le serie strumentali di temperatura mostrano incremento di 1,1 gradi Celsius dal periodo 1850-1900, con accelerazione evidente nelle ultime quattro decadi (0,19 gradi Celsius per decennio dal 1970). Questo riscaldamento è:

- Globalmente pervasivo (osservato su tutti i continenti e oceani)
- Verticalmente coerente (troposfera che si riscalda, stratosfera che si raffredda)
- Multi-variabile (temperature, contenuto di calore oceanico, ritiro criosfera, innalzamento livello marino tutti coerenti)

**2. Il riscaldamento osservato è causato dalle attività umane con livello di confidenza virtualmente certo (probabilità >99%).**

L'analisi di attribuzione presentata nella Parte 14 dimostra attraverso molteplici linee di evidenza indipendenti che:

- Le simulazioni climatiche con solo forzanti naturali non possono riprodurre il riscaldamento osservato (probabilità $p < 0,001$)

- Le simulazioni con forzanti antropogenici riproducono magnitudine, pattern spaziale e struttura verticale del riscaldamento
- Il fingerprint osservato corrisponde quantitativamente alle previsioni fisiche del forzamento da gas serra

Il contributo antropogenico al riscaldamento dal 1850-1900 è stimato in +1,07 gradi Celsius (intervallo probabile 0,8-1,3 gradi Celsius), essenzialmente tutto il riscaldamento osservato di 1,1 gradi Celsius.

**3. La concentrazione atmosferica di $CO_2$ ha raggiunto livelli senza precedenti negli ultimi 800.000 anni.**

I record dalle carote di ghiaccio documentano che la concentrazione pre-industriale di $CO_2$ (278 ppm) era all'estremità superiore delle variazioni naturali degli ultimi 800.000 anni (180-280 ppm in cicli glaciali-interglaciali). La concentrazione attuale di 421 ppm supera del 51% il valore pre-industriale e del 50% il massimo naturale del periodo, con tasso di incremento (2,5 ppm/anno) almeno 100 volte più rapido delle variazioni naturali passate.

**4. Il riscaldamento futuro è quantitativamente prevedibile e dipende dalle emissioni cumulative future.**

La relazione approssimativamente lineare tra emissioni cumulative di $CO_2$ e temperatura (TCRE = 0,45 gradi Celsius per 1.000 PgC) fornisce un vincolo fisico robusto. Il budget di carbonio residuo per limitare riscaldamento a 1,5 gradi Celsius con probabilità del 67% è circa 400 $GtCO_2$ dal 2020, equivalente a meno di 10 anni di emissioni ai tassi attuali. Per 2,0 gradi Celsius, il budget è circa 1.150 $GtCO_2$, equivalente a circa 29 anni.

Le proiezioni multi-modello per scenari di emissioni futuri convergono su:

- SSP1-1.9 (mitigazione molto forte): 1,0-1,8 gradi Celsius entro 2100
- SSP1-2.6 (mitigazione forte): 1,3-2,4 gradi Celsius
- SSP2-4.5 (mitigazione moderata): 2,1-3,5 gradi Celsius
- SSP5-8.5 (alte emissioni): 3,3-5,7 gradi Celsius

**5. I cambiamenti climatici osservati e proiettati hanno e avranno conseguenze profonde per sistemi naturali e umani.**

Le evidenze documentate nelle Parti 15 e 16 mostrano impatti già manifesti e intensificazione prevista:

- Aumento documentato di frequenza e intensità di ondate di calore, con attribuzione quantitativa a cambiamento climatico antropogenico
- Intensificazione di precipitazioni estreme coerente con incremento di vapor d'acqua atmosferico (scaling Clausius-Clapeyron)
- Innalzamento del livello marino accelerato (3,6 mm/anno periodo 2006-2018) con contributi quantificati da espansione termica oceanica (39%) e fusione ghiacci (61%)

- Riduzione documentata di ghiaccio marino artico (-13% per decennio), ghiacciai montani (bilancio -290 Gt/anno), calotte Groenlandia (-276 Gt/anno) e Antartide (-150 Gt/anno)
- Impatti osservati su agricoltura, disponibilità idrica, ecosistemi marini e terrestri, salute umana

Le proiezioni per riscaldamento di 2-4 gradi Celsius entro fine secolo in scenari di mitigazione inadeguata includono:

- Innalzamento livello marino 0,4-1,0 m entro 2100 (con impegno multi-secolare di metri addizionali)
- Riduzione rese agricole globali 5-30% (con grande variabilità regionale)
- Incremento popolazione esposta a stress idrico di 0,5-3 miliardi di persone
- Rischio aumentato di attraversamento di tipping points climatici (collasso AMOC, disintegrazione calotte, dieback ecosistemi)
- Danni economici aggregati 2-10% PIL globale entro 2100

## L'urgenza della mitigazione e il pathway verso emissioni nette zero

La fisica fondamentale del sistema climatico e i vincoli del budget di carbonio impongono l'urgenza di transizione rapida a economia a emissioni nette zero:

**Per il target 1,5 gradi Celsius:**

- Riduzione emissioni globali del 45% entro 2030 rispetto a 2010
- Raggiungimento emissioni nette zero $CO_2$ intorno al 2050
- Probabilmente necessaria rimozione netta di $CO_2$ (CDR) di 100-1.000 $GtCO_2$ nel periodo 2050-2100

**Per il target 2,0 gradi Celsius:**

- Riduzione emissioni globali del 25% entro 2030
- Emissioni nette zero $CO_2$ intorno al 2070
- CDR di 100-500 $GtCO_2$ post-2050

Il raggiungimento di questi pathways richiede trasformazione senza precedenti di sistemi energetici, trasporti, industria, agricoltura e uso del suolo su scale temporali di 2-3 decenni. L'analisi della Parte 17 indica che questo è tecnicamente fattibile con tecnologie esistenti o in sviluppo avanzato (rinnovabili, veicoli elettrici, idrogeno verde, cattura carbonio, afforestazione) ma richiede:

- Investimenti cumulativi 2020-2050 di 50-100 trilioni USD (1-2% PIL globale annuale)
- Politiche coordinate internazionalmente (carbon pricing, standard emissioni, sussidi ricerca e deployment)
- Accettazione sociale e cambiamenti comportamentali (dieta, mobilità, consumo energia)

I benefici economici della mitigazione (danni climatici evitati) eccedono sostanzialmente i costi, con rapporti benefici/costi di 2-15 a seconda di assunzioni su valutazione danni, tassi di sconto e inclusione di rischi da tipping points.

## La necessità complementare di adattamento

Anche con mitigazione aggressiva, il committed warming e l'inerzia del sistema climatico rendono inevitabile un certo grado di impatti climatici. L'adattamento non è alternativa a mitigazione ma complemento necessario.

Le strategie di adattamento discusse nella Parte 18 possono ridurre vulnerabilità e rischi residui attraverso:

- Protezione e ritirata costiere (costi decine a centinaia di miliardi USD per regioni vulnerabili)
- Gestione integrata risorse idriche (efficienza irrigazione, storage, desalinizzazione)
- Adattamento agricolo (varietà resistenti, shift colture, pratiche migliorate)
- Infrastruttura resiliente urbana (gestione isole di calore, drenaggio pluviale)
- Sistemi di allerta precoce e risposta emergenza per eventi estremi
- Assicurazione e meccanismi di trasferimento rischio finanziario

Tuttavia, l'adattamento ha limiti. Per riscaldamento >3-4 gradi Celsius, alcune regioni e settori potrebbero affrontare impatti oltre la capacità di adattamento (hard limits), risultando in perdite e danni inevitabili. Questo rafforza ulteriormente il caso per mitigazione ambiziosa.

Nonostante la robustezza delle conclusioni fondamentali, esistono incertezze quantitative importanti che richiedono ricerca continuata:

**1. Sensibilità climatica all'equilibrio:** L'intervallo probabile (2,5-4,0 gradi Celsius) ha implicazioni sostanziali per proiezioni di lungo termine. Il boundary superiore è determinato principalmente da incertezze nel feedback delle nuvole. Osservazioni satellitari ad alta risoluzione e modellizzazione migliorata di processi nuvolosi sono priorità.

**2. Dinamica delle calotte glaciali:** I meccanismi di instabilità (MISI, MICI) e i tassi di disintegrazione su scale secolari hanno grande incertezza. Questo domina incertezza su innalzamento del livello marino post-2100. Osservazioni glaciologiche migliorate (profili letto roccioso, proprietà basali) e modelli accoppiati ghiaccio-oceano sono necessari.

**3. Soglie e dinamica di tipping points:** Le soglie di temperatura per innesco di transizioni irreversibili (collasso AMOC, dieback ecosistemi) hanno incertezze di ±1-2 gradi Celsius. Paleoclima offre vincoli ma analogie imperfette. Monitoraggio di indicatori di early warning e modellizzazione di processi non-lineari sono critici.

**4. Impatti regionali e eventi composti:** Mentre pattern globali sono relativamente robusti, proiezioni regionali (particolarmente precipitazione) hanno maggiore incertezza. Eventi

composti (siccità + ondate di calore, cicloni + innalzamento livello marino) sono poco studiati. Downscaling statistico e dinamico e analisi di rischi multivariati sono necessari.

**5. Punti di leva socio-economici per transizione:** La scienza fisica del clima è più avanzata della comprensione di come società possono effettuare transizioni rapide. Ricerca transdisciplinare su politica climatica, economia di transizione, cambiamento comportamentale, equità e giustizia climatica è essenziale.

### La scelta collettiva dell'umanità

I cambiamenti climatici rappresentano la conseguenza involontaria ma ormai pienamente compresa di due secoli di sviluppo economico basato su combustibili fossili. La scienza ha chiarito con rigore quantitativo:

- La realtà fisica del riscaldamento antropogenico
- I meccanismi causali attraverso cui attività umane alterano il sistema climatico
- Le conseguenze prevedibili di continuazione di emissioni elevate
- La fattibilità tecnica ed economica di pathways di mitigazione ambiziosa
- I benefici sostanziali di azione rapida confrontati con costi di inazione

La domanda ora non è scientifica ma sociale e politica: l'umanità collettivamente implementerà la transizione necessaria verso sostenibilità? Le prossime due decadi (2020-2040) sono decisive. Le scelte di investimento in infrastrutture energetiche, trasporti, industria fatte in questo periodo determineranno se il riscaldamento sarà limitato a 1,5-2 gradi Celsius (con impatti gestibili attraverso adattamento) o se eccederà 3-4 gradi Celsius (con rischi di impatti catastrofici e potenzialmente irreversibili). La scienza ha fornito evidenza schiacciante e quantificazione rigorosa. La responsabilità per la risposta ricade su governi, settore privato, società civile e cittadini individuali. Il tempo per azione decisa non è scaduto, ma il margine si restringe rapidamente. La fisica del sistema climatico è inesorabile: le emissioni cumulative di oggi determinano il clima di secoli futuri.

## Riferimenti Bibliografici

L'elenco che segue raccoglie i riferimenti bibliografici essenziali richiamati, esplicitamente o implicitamente, nel corso della trattazione: le fonti di sintesi periodica che costituiscono il riferimento primario per le stime numeriche riportate nel testo, e una selezione dei lavori scientifici seminali o particolarmente rappresentativi per ciascuno dei temi trattati capitolo per capitolo. Non si tratta di una bibliografia esaustiva della letteratura disponibile su ciascun argomento, la cui ampiezza travalica ampiamente i limiti di un'opera di sintesi, bensì di un apparato di riferimento essenziale, pensato per orientare un approfondimento mirato dei singoli temi.

## Fonti di Sintesi Periodica

IPCC, 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contributo del Working Group I al Sesto Rapporto di Valutazione dell'Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
IPCC, 2022. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contributo del Working Group II al Sesto Rapporto di Valutazione dell'Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
IPCC, 2022. Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contributo del Working Group III al Sesto Rapporto di Valutazione dell'Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.

## Capitolo 1 — Gas Serra e Forcing Radiativo

Arrhenius, S., 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. Philosophical Magazine and Journal of Science, 41(251), 237-276.
Manabe, S., Wetherald, R. T., 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. Journal of the Atmospheric Sciences, 24(3), 241-259.
Charney, J. G., et al., 1979. Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment. National Academy of Sciences, Washington D.C.
Twomey, S., 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. Journal of the Atmospheric Sciences, 34(7), 1149-1152.
Myhre, G., Highwood, E. J., Shine, K. P., Stordal, F., 1998. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. Geophysical Research Letters, 25(14), 2715-2718.

## Capitolo 2 — Meccanismi di Feedback e Dinamiche Non-lineari

Roe, G., 2009. Feedbacks, timescales, and seeing red. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 37, 93-115.
Bony, S., et al., 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? Journal of Climate, 19(15), 3445-3482.

## Capitolo 3 — Evidenze Osservative e Analisi Statistiche

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., Lo, K., 2010. Global surface temperature change. Reviews of Geophysics, 48(4), RG4004.
Morice, C. P., et al., 2021. An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 dataset. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 126(3).

## Capitolo 4 — Archivi Glaciali e Paleoclimatologia Quantitativa

Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Königlich Serbische Akademie, Belgrado.
Hays, J. D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, 194(4270), 1121-1132.

Petit, J. R., et al., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399(6735), 429-436.
Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature, 451(7176), 279-283.

## Capitolo 5 — Il Ciclo del Carbonio Oceanico e la Chimica degli Oceani

Revelle, R., Suess, H. E., 1957. Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO2 during the past decades. Tellus, 9(1), 18-27.
Redfield, A. C., 1958. The biological control of chemical factors in the environment. American Scientist, 46(3), 205-221.
Sabine, C. L., et al., 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO2. Science, 305(5682), 367-371.

## Capitolo 6 — Dinamiche Criosferiche e Meccaniche Glaciali

Glen, J. W., 1955. The creep of polycrystalline ice. Proceedings of the Royal Society A, 228(1175), 519-538.
Schoof, C., 2007. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. Journal of Geophysical Research, 112, F03S28.
DeConto, R. M., Pollard, D., 2016. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. Nature, 531(7596), 591-597.
Parkinson, C. L., 2019. A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. PNAS, 116(29), 14414-14423.

## Capitolo 7 — Eventi Estremi e Teoria dei Valori Estremi

Coles, S., 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Springer, Londra.
Zscheischler, J., et al., 2018. Future climate risk from compound events. Nature Climate Change, 8(6), 469-477.

## Capitolo 8 — Modelli Climatici e Dinamica dei Fluidi Geofisici

Eyring, V., et al., 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6). Geoscientific Model Development, 9(5), 1937-1958.
Sherwood, S. C., et al., 2020. An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence. Reviews of Geophysics, 58(4).
Giorgi, F., Gutowski, W. J., 2015. Regional dynamical downscaling and the CORDEX initiative. Annual Review of Environment and Resources, 40, 467-490.

## Capitolo 9 — Il Ciclo Idrologico Globale e le Perturbazioni Antropogeniche

Held, I. M., Soden, B. J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. Journal of Climate, 19(21), 5686-5699.

Trenberth, K. E., 2011. Changes in precipitation with climate change. Climate Research, 47(1-2), 123-138.

## Capitolo 10 — Impatti Ecosistemici e Dinamiche della Biosfera

Parmesan, C., Yohe, G., 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. Nature, 421(6918), 37-42.
Hoegh-Guldberg, O., Bruno, J. F., 2010. The impact of climate change on the world's marine ecosystems. Science, 328(5985), 1523-1528.

## Capitolo 11 — Dinamica della Circolazione Atmosferica e Oceanica

Thompson, D. W. J., Wallace, J. M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation, Part I: month-to-month variability. Journal of Climate, 13(5), 1000-1016.
Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, 419(6903), 207-214.

## Capitolo 12 — L'Innalzamento del Livello Marino

Church, J. A., White, N. J., 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. Surveys in Geophysics, 32(4-5), 585-602.
Nerem, R. S., et al., 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. PNAS, 115(9), 2022-2025.

## Capitolo 13 — Attribuzione dei Cambiamenti Climatici

Hasselmann, K., 1997. Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. Climate Dynamics, 13(9), 601-611.
Stott, P. A., Stone, D. A., Allen, M. R., 2004. Human contribution to the European heatwave of 2003. Nature, 432(7017), 610-614.

## Capitolo 14 — I Punti di Non Ritorno del Sistema Climatico

Lenton, T. M., et al., 2008. Tipping elements in the Earth's climate system. PNAS, 105(6), 1786-1793.
Armstrong McKay, D. I., et al., 2022. Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. Science, 377(6611), eabn7950.

## Capitolo 15 — Impatti sui Sistemi Umani

Burke, M., Hsiang, S. M., Miguel, E., 2015. Global non-linear effect of temperature on economic production. Nature, 527(7577), 235-239.

## Capitolo 16 — Scenari di Mitigazione e Pathways di Decarbonizzazione

Rogelj, J., et al., 2018. Scenarios towards limiting global mean temperature increase below 1.5°C. Nature Climate Change, 8(4), 325-332.

## Capitolo 17 — Strategie di Adattamento e Costruzione di Resilienza Climatica

Adger, W. N., 2006. Vulnerability. Global Environmental Change, 16(3), 268-281.

## Capitolo 18 — Geoingegneria e Interventi sul Sistema Climatico

Crutzen, P. J., 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: a contribution to resolve a policy dilemma? Climatic Change, 77(3-4), 211-220.
Keith, D. W., 2000. Geoengineering the climate: History and prospect. Annual Review of Energy and the Environment, 25(1), 245-284.